

TARTU ÜLIKOOL  
LOODUS- JA TÄPPISTEADUSTE VALDKOND  
Ökoloogia ja Maateaduste Instituut  
Geoloogia osakond

Kaarel Lumiste

**TRIIGI OBJEKTI UURING SEISMOAKUSTILISE  
PIDEVSONDEERIMISE MEETODIL**

Magistritöö geoloogias (30 EAP)

Juhendaja: Argo Jõelett

Kaitsmisele lubatud:

Juhendaja \_\_\_\_\_  
*19.05.2017*

Tartu 2017

## **Triigi objekti uuring seismoakustilise pidevsondeerimise meetodil**

Käesolevas uurimustöös kirjeldatakse Triigi objekti geoloogilist ehitust ning võimaliku tekkemehhanismi. Triigi objekt on Väinameres paiknev moodustis, mis koosneb 80 meetrise läbimõõduga langatusest, mille keskel on 35 meetrit lai kerge. Töö põhineb aastatel 2012–2017 Veeteede Ameti ja Eesti Geoloogiakeskuse poolt kogutud seismoakustilistel profiilidel ning autori poolt 2017. aastal kogutud magnetomeetrilistel andmetel. Seismoakustilised läbilõiked saadi kasutades profilaatoreid *chirp* ja *boomer*. Töö tulemused näitavad, et alal leidub mitmeid omapäraseid struktuure. Objekti alla jäävas viirsavi kompleksis esineb murranguid ning kerkeid. Alal leviv gaas on peamiselt biogeense tekkega, kuid ei saa välistada sügavalt pärinevate fluidide mõju objekti tekkel.

Märksõnad: *Triigi objekt, Kvaternaari geoloogia, rõugearmid, merepõhja geostruktuurid, seismoakustiline pidevsondeermine, magnetomeetria*

**P500** Geofüüsika, füüsikaline okeanograafia, meteoroloogia

## **Reflection seismic study of the Triigi structure, north of Saaremaa Island**

The aim of this study is to describe geological makeup of the Triigi structure and propose a possible formation mechanism. The Triigi structure is situated in the Väinameri sea, north of Saaremaa. It is made up of a depression 80 m in diameter with 35 m wide mound in the center of depression. The study is based on two kinds of data: the seismic and magnetometric data. The seismic profiling data was collected from 2012 to 2017 by the Estonian Maritime Administration and the Geological Survey of Estonia. The magnetometric survey data was collected in the winter of 2017 by the author. For the seismic profiling two types of equipment were used: high frequency profiler *chirp* and medium frequency profiler *boomer*. The results of the study show several unique structures located at the study site. Varved clay complex beneath the structure contains several concentric faults. Also, the upper part of the complex has been uplifted. Gas found at the study site is made up of mostly biogenic origin, although fluids from deeper reservoirs cannot be ruled out.

Keywords: *Triigi structure, Quaternary geology, pockmarks, seabed structures, continuous seismic profiling, magnetometric survey,*

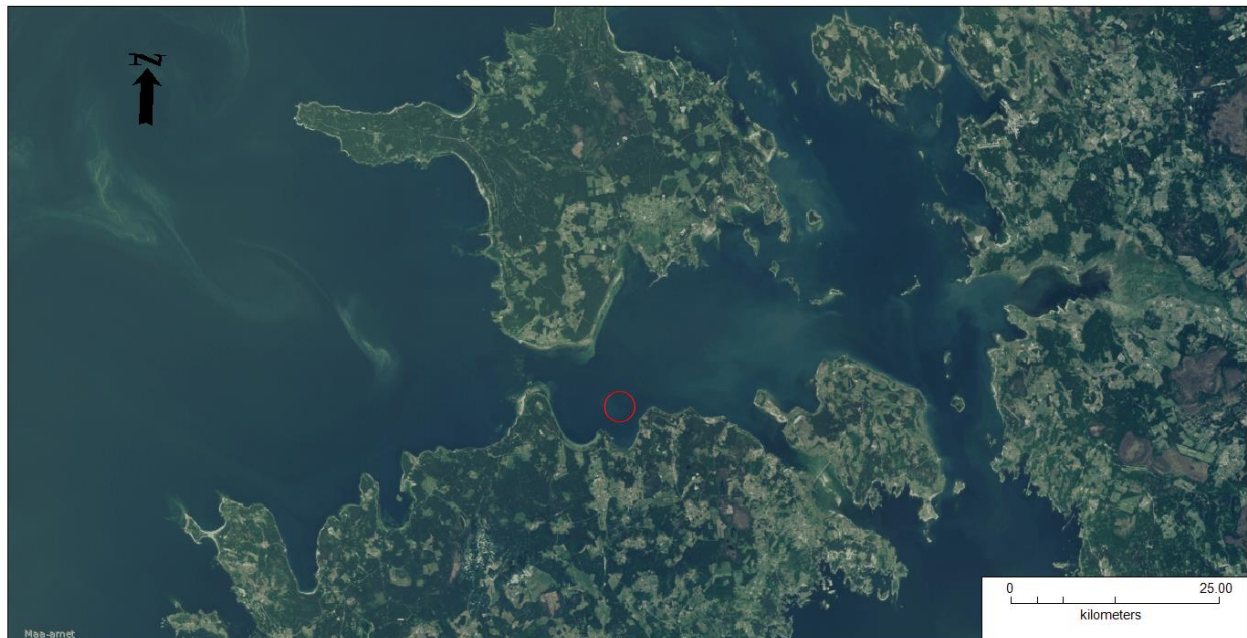
**P500** Geophysics, physical oceanography, meteorology

# Sisukord

Sissejuhatus .....	5
1. Taust.....	7
1.1. Seismoakustiline pidevsondeerimine .....	7
1.2. Läänemere arengulugu .....	9
1.3. Rõugearmid .....	12
2. Ala geoloogiline ehitus .....	15
3. Materjal ja metoodika .....	18
3.1. Seismoakustika.....	18
3.2. Magnetomeetria.....	21
4. Tulemused.....	22
4.1. Seismoakustilised mõõtmised .....	22
4.1.1. Seismoakustilised üksused .....	22
4.1.2. Triigi objekti ehitus .....	31
4.2. Magnetomeetria tulemused .....	37
5. Arutelu .....	39
6. Järeldused.....	43
Tänuõnad .....	45
Summary .....	46
Kasutatud kirjandus .....	48

## Sissejuhatus

Triigi objekt on Väinameres, Põhja-Saaremaa rannikust 4 km kaugusel paiknev moodustis asukohaga 6499210 N; 426254 E (Joonis 1). Pudedates merelistes setetes, keset siledat merepõhja paikneb 80 m läbimõõduga ümmargune alang, mille keskel on umbes 35 meetrise läbimõõduga kerge. Vagumuse sügavus on ca 0,2–0,3 m, kuhje kõrgus umbes 0,4 m ümbritseva ala suhtes. Lisaks on objekti moodustavates setetes märkimisväärne hulk gaasi. Triigi objekt avastati 2002. aastal. Pärast avastamist on seda objekti põhjalikult kaardistatud kasutades erinevaid seismoakustilisi profilaatoreid Veeteede Ameti ja Eesti Geoloogiakeskuse poolt. Põhjalikumalt objekti siseehitust aga varasemalt uuritud ei ole.



Joonis 1. Objekti asukoht (Maa-amet, 2017).

Seismoakustiline pidevsondeerimine on laialdast kasutust leidnud meregeoloogiline uuringumeetod. Meetod põhineb seismiliste lainete tekitamises ning tagasipeegeldunud lainete registreerimises. Seimilise laine levik kivimis sõltub kivimi akustilisest eritakistusest. Akustiline eritakistus on materjali tiheduse ja heli levikukiiruse korrutis. Visuaalsete muutuste alusel on seismilistel profiilidel võimalik eraldada akustilised üksused. Arvestades ala geoloogilist arengut on võimalik akustilised üksused interpreteerida kui settekompleksid.

Triigi objekt meenutab rõugearmi (*pockmark*). Rõugearmid on negatiivsed merepõhja geostruktuurid, mis tekivad gaasi või mõne teise fluidi vertikaalse migratsiooni tagajärjel. Nende struktuuride läbimõõdud ulatuvad mõnest meetrist sadadesse meetritesse, sügavused on aga üldiselt kuni paar meetrit. Rõugearmid avastati esmakordselt 20. sajandi teises pooles. Nende struktuuride uuritus on viimastel kümnenditel oluliselt kasvanud tänu seismoakustiliste uuringute laialdasele kasutamisele. Rõugearmid on huviobjektiks maavara, keskkonna- ja ehitusgeoloogias.

Käesoleva töö eesmärk oli (I) kirjeldada Triigi objekti siseehitust lähtudes seismoakustilise pidevsondeerimise meetodil kogutud andmestikust, (II) välja selgitada alal leviva gaasi päritolu, (III) kirjeldada ala magnetvälja, ja (IV) leida võimalik objekti tekkemehhanism.

# 1. Taust

## 1.1. Seismoakustiline pidevsondeerimine

Merepõhja geoloogiliseks kaardistamiseks on laialdast kasutust leidnud seismoakustiline pidevsondeerimine. Antud meetodiga on võimalik suhteliselt kiiresti omandada suures koguses infot ala geoloogilise ehituse kohta. Tulenevalt uuringu eesmärkidest ja detailsusest on kasutusel laialdaselt erineva võimekuse ja kulukusega aparatuurid.

Pidevsondeerimise põhimõte seisneb seismilise laine tekitamisel, pinnasesse juhtimisel ning selle tagasi peegeldumisel tulenevalt keskkonna seismoakustiliste parameetrite (laine levikukiirus, tihedus) muutumisest. Aparatuuri moodustavad lihtsustatult saatja ja vastuvõtja. Saatja tekitab impulssi, mis tekitab ümbritsevas keskkonnas elastseid deformatsioone ehk seismilisi laineid. Seismilised lained, sarnaselt mis tahes teise lainega, keskkonna tingimuste muutusel muudab liikumiskiirust ja suunda. Tulenevalt sellest, osa laine energiast peegeldub tagasi ning see registreeritakse vastuvõtja poolt. Tagasipeegeldunud signaal kantakse graafikule, kus sügavuseks võetakse seismilise lainel tagasi peegeldumiseks kulunud aeg. Tagasipeegelduva laine energia ehk reflektori tugevus sõltub kokkupuutuvate kivimikihtide tiheduse ja heli leviku kiiruse erinevustest (Noormets *et al.*, 1998). Nende kahe füüsikalise parameetri väärtuse korrutist nimetakse seismiliseks või akustiliseks eritakistuseks. Eritakistuste väärtuste muutlikkusest tulenev reflektorite amplituudi, konfiguratsioon ning madalamat järku sisereflektorite eripärad annavad infot kivimkehade ning settekihtide olemasolust ning paiknemisest läbilõikes. Lisaks annab pidev seismilise impulsi väljasaatmine ja peegelduse registreerimine liikuvalt laevalt katkematu profiili (Tuuling, 2011).

Seismoakustilise pidevsondeerimise puhul valitseb vastuolu uuringusügavuse ja -detailsuse vahel (Tilk, 2006). Eri tüüpi aparatuuri poolt tekitatud seismilistel lainetel on erinevad omadused. Saatjate poolt tekitatavad seismilised lained varieeruvad amplituudi ja sageduse poolest. Suure amplituudiga seismilisel lainel on rohkem energiat, millest tulenevalt levib see sügavamale. Suurema detailsuse tagab lühike laine pikkus ehk kõrgem sagedus. Suurema sagedusega laine kaotab aga oluliselt rohkem energiat sama teekonna läbimiseks. Madalama sagedusega seismoakustilised lained kaotavad materjalis liikudes vähem energiat, kuid omavad kehvat lahutusvõimet (Tuuling, 2011). Seismilisel profiilil võrdub vertikaalne lahutusvõime seismilise laine veerandi laine pikkusega (Sheriff, 1997).

Olenevalt uuringuobjektist, selle sügavusest ning ümbritsevast geoloogiast on välja töötatud väga varieeruvate sagedusvahemikega profileerijaid. Merepõhja ja pudedate Kvaternaarisetete uuringuteks kasutatakse peamiselt kõrgsageduslikke profileerijaid. Kõrgsageduslike lainete tekitamiseks kasutavaid aparate saab laias laastus jagada kaheks: *pinger* ehk püsiva sagedusega madalsageduslik kajalood ning *chirp* ehk kindlas vahemikus muudetava sagedusega saatja (Sheriff, 2002). Kvaternaarisetete ning selle alla jäävate aluspõhja kivimite uuringuteks kasutatakse madala ja keskmise sagedusega saatjaid nagu *boomer* ja *sparker*. *Sparkeri* puhul tekib seismiline laine kondensaatoritesse laetud elektrienergia juhtimisel vette (Tuuling, 2011). *Boomeri* saatjas kasutakse samuti impulsi tekitamiseks elektrienergiat. Elektrienergia juhitakse vee asemel muundurisse, mis koosneb poolist ja kahest metallplaadist. Elektrivoolu juhtimine muundurisse põhjustab pöörisvoolu, mille tulemusel plaadid eemalduvad ja tekib akustiline laine (Sheriff, 2002). Aluspõhja uuringuteks kasutatakse madalsageduslike (<1,5 kHz) seismilisi profileerijaid. Seismiliste lainete esile kutsumiseks kasutakse erinevaid vee- või õhukahureid. Madalsageduslik aparatuur leiab laialdast kasutust naftageoloogias (Tuuling, 2011). Seismoakustilise profilaatoriga *boomer*, mille sagedusvahemik on 1,5–3,5 kHz, on võimalik teostada uuringuid kuni 80 m sügavuseni ning võimalik saavutada vertikaalne resolutsioon 0,4 m. Kasutades õhukahuri tüüpi madalsagedusliku saatjat (töösagedusega 80 Hz), on resolutsiooniks 4 m, uuringusügavus võib aga ulatuda 2500 meetrini (Judd & Hovland, 1992).

Profileerimiseks kasutatav lainepikkuse vahemik mõjutab ka aparatuuri mõõtmeid. Kõrgsageduslike seismiliste profilaatorite puhul on aparatuur väikesemõõtmeline. *Chirp* tüüpi profilaatorite puhul toimib saatja ka vastuvõtjana ning aparatuur saab olla monteeritud laeva külge. Madalamate sageduste ja võimsamate impulsside tekitamiseks kasutatav aparatuur on suurem ning tavaliselt laevalt järeleveetav. Profilaatorite vastuvõtjad, mille sagedusvahemik jääb alla 2 kHz, koosnevad mitmetest paralleelselt ühendatud hüdrofoonide ridadest (Tuuling, 2011).

Eri tüüpi setetes on seismilise laine levikukiirus väga erinev. Aluspõhja kivimites on seimiliste lainete levikukiirused suuremad kui pinnakattes. Näiteks lubjakivi puhul jäävad levikukiirused vahemiku 3000–4000 m/s (Tuuling, 2011). Kvaternaarisetetes on levikukiirus oluliselt madalam: moreenis on see umbes 1700 m/s, mereliste setetes 1500 m/s (Obst *et al*, 2017). Pehmele ja pudedale setete kiirused sarnanevad seismilise laine kiirusele vees, mis on Läänemeres 1440 m/s (Tuuling, 2011). Eriti halvasti levivad seismilised lained gaasis. Tulenevalt väikesest tihedusest



ning helikiirusest, on seismilise energia kadu gaasis suur. Gaasi esinemist on võimalik tuvastada seismoakustikaga järgnevate visuaalsete tunnuste alusel:

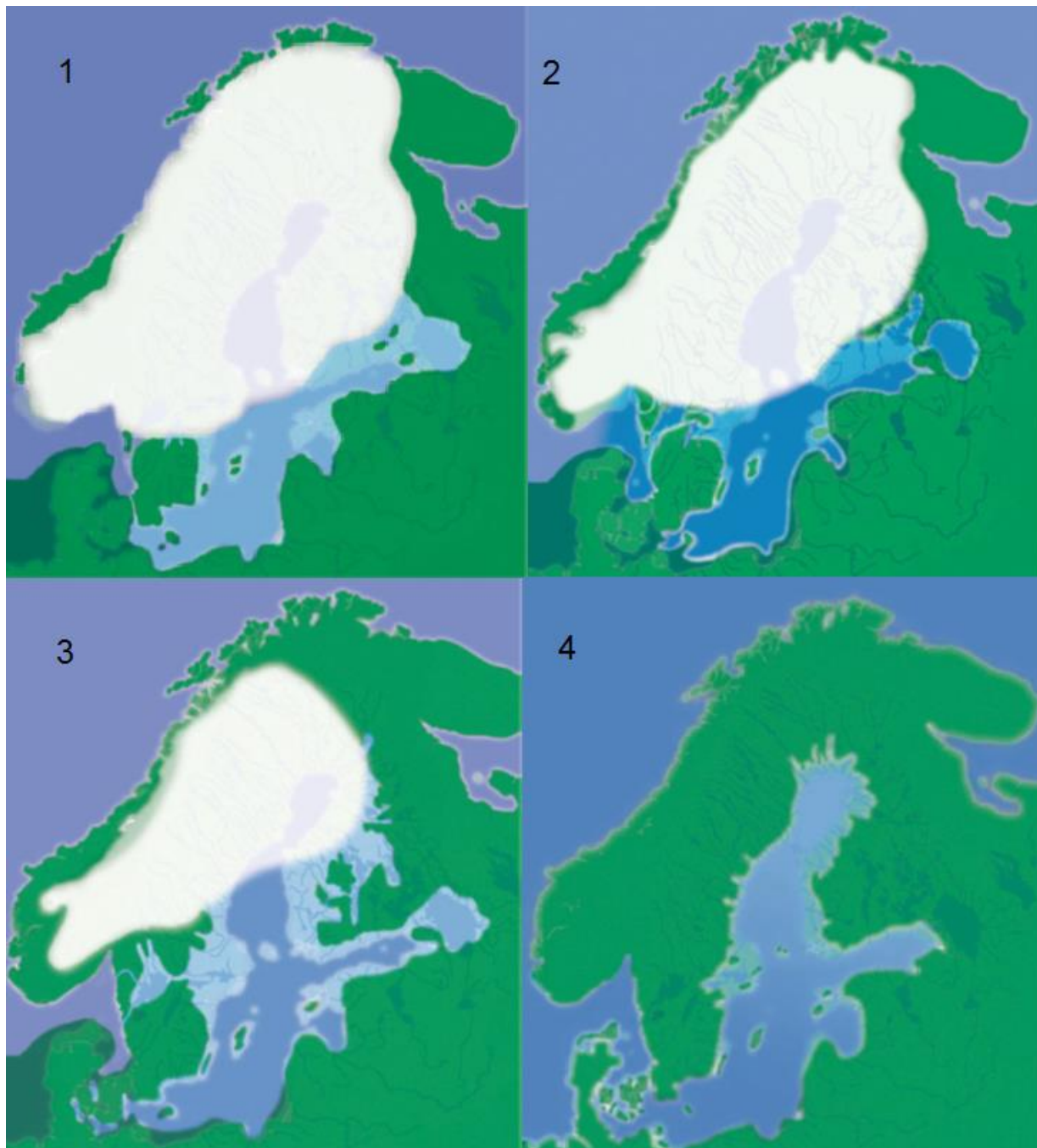
1. Akustiline turbiidsus (*acoustic turbidity*), mille puhul tekib profiilile akustilise energia hajumise tõttu kaootiliste reflektoritega tume laik, mis sügavamale jäävad peegeldused hajutab. Akustiline turbiidsus on põhiliselt märgatav savikates setetes, kus gaas paikneb hajusalt.
2. Võimendunud peegeldused (*enhanced reflections*), ehk reflektori amplituudi suurenemine tema teatud levikuosas. Peamiselt levivad seda sorti reflektorid liivakates poorsetes setetes.
3. Torujad seismilised häiringud ehk gaasi väljavoolud (*gas chimney*), mis tekivad ülesliikuvate fluidide tõttu. Profiilil on need vertikaalsed struktuurid, kus seismiliste reflektorite normaalne järgnevus on häiritud.
4. Akustiline hajuvus (*acoustic blanking*), mille puhul paiknevad profiilil laiguti akustiliselt tühjad alad, millel puuduvad sisemised reflektorid. Selliseid reflektore vabu laiike profiilil põhjustavad gaasirikkad kihid, kus seismiline energia peegeldub või neeldub ning millest alla poole laine enam ei levi (Judd & Hovland, 1992).

## 1.2. Läänemere arengulugu

Läänemeri oma tänapäevasel kujul on alguse saanud Kainozoikumis. Basseini tekkeloo osas ei ole siimaani konsensust ning diskussioon selle üle kestab. Mere tänapäevast morfoloogiat on mõjutanud mitmed erinevad tegurid, nende hulgas tektoonika, glatsiaalne erosioon ja settekuhjumine. Kõige vanemad läbilõikes levivad merelised setted Läänemeres on Holsteini jäävaheaegsed (Šliaupa & Hoth, 2011). Viimasele glatsiaalsele maksimumile (LGM) eelneva Läänemere morfoloogia ja hüdroloogia erines oluliselt tänapäevast. Eemi jäävaheaja algul, tänu glatsioisostaasiale, oli Läänemerel ühendus Barentsi merega läbi Karjala piirkonna, millel oli märgatav mõju ümbritseva ala kliimale (Andrén *et al.*, 2011). Üldiselt iseloomustab LGM-i eelset Läänemerd suur kliimaatiline ja hüdroloogiline varieeruvus.

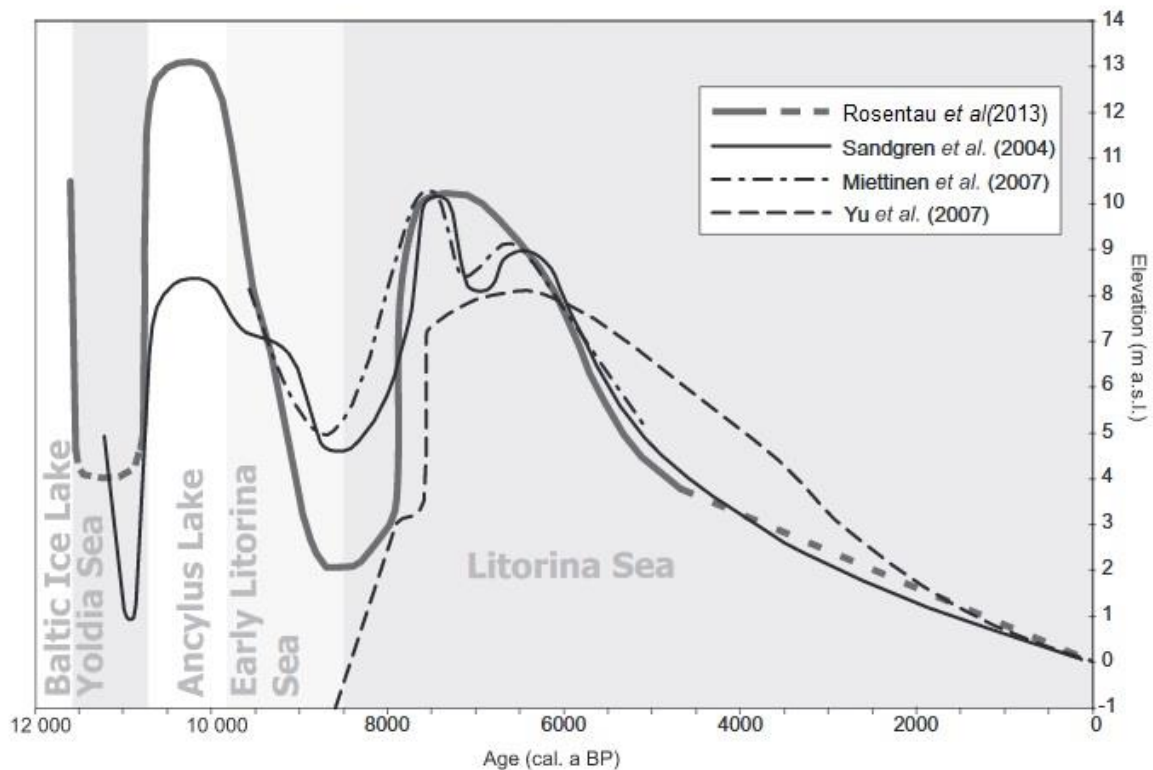
Hiis- ja postglatsiaalse Läänemere algstaadiumiks loetakse ca 16 ka tagasi tekkinud Balti jääpaisjärve. Tegu oli jaheda magedaveelise basseiniga, kus domineerisid jääjärvelised setted: liustiku proksimaalsel alal varvilised setted, distaalses tsoonis aga homogeensemamad savid. Orgaanika produktsioon oli väga madal. Liustiku taandumisega kaasnenud isostaatilise kerke

tõttu oli veekogu praegusest meretasemest oluliselt kõrgemal (Andrén *et al.*, 2011). Eesti alal ujutas Balti jääpaisjärv üle kogu Saaremaa, Hiiumaa ning suure osa Lääne-, Edela- ja Põhja-Eesti rannikust (Joonis 2).



Joonis 2. Läänemere arengustaadiumid: 1 - Baltijääpaisjärv, 2 - Joldia meri, 3- Antsülusjärv 4 - Litoriina meri. (Andrén *et al.*, 2011).

Umbes 11,7 ka BP toimus kiire ca 25-meetrine veetaseme langus (Joonis 3). Suur väljavool toimus läbi Kesk-Rootsi Billingeni lavamaa. Umbes 1–2 aastaga toimus jääpaisjärve veetaseme ühtlustumine mereveetasemega (Andrén *et al.*, 2011). Antud sündmust nimetatakse Billingeni katastroofiks ning seda peetakse Joldiamere staadiumi alguseks. Staadium on nime saanud sel perioodil Läänemeres levinud karbi *Yoldia arctica* ehk *Portlandia arctica* järgi (Leppäranta & Myrberg, 2009). Suhteliselt kitsa väinalise ühenduse kaudu voolas merre soolast vett ning tekkis riimveeline keskkond. Tulenevalt väga kiirest isostaatilisest kerkest sulgus ühendus maailmamerega juba 10,7 ka tagasi ning toimus väga kiireloomuline veetaseme langus. Joldiamere lõpuks oli pea terve Läänemeri liustikuvaba, välja arvatud Botnia laht (Andrén *et al.*, 2011). Veetaseme langemise ning maakerke tagajärjel toimus Eesti aladel kiire maismaastumine.



Joonis 3. Läänemere veetaseme kõverad (Rosentau *et al.*, 2013 järgi).

Isostaatilise kerke tagajärjel sulgus ühendus maailmamerega. Ookeani vee sissekanne katkes ja liustiku taandumisega kanti sisse rohkelt sulavett, mille tulemusel toimus soolsuse langus ning kiire transgressioon (Joonis 3). Moodustunud magedaveelist staadiumit nimetatakse Antsülusjärveks (Andrén *et al.*, 2011). Staadium on nime saanud teo liigilt *Ancylus fluviatilis*

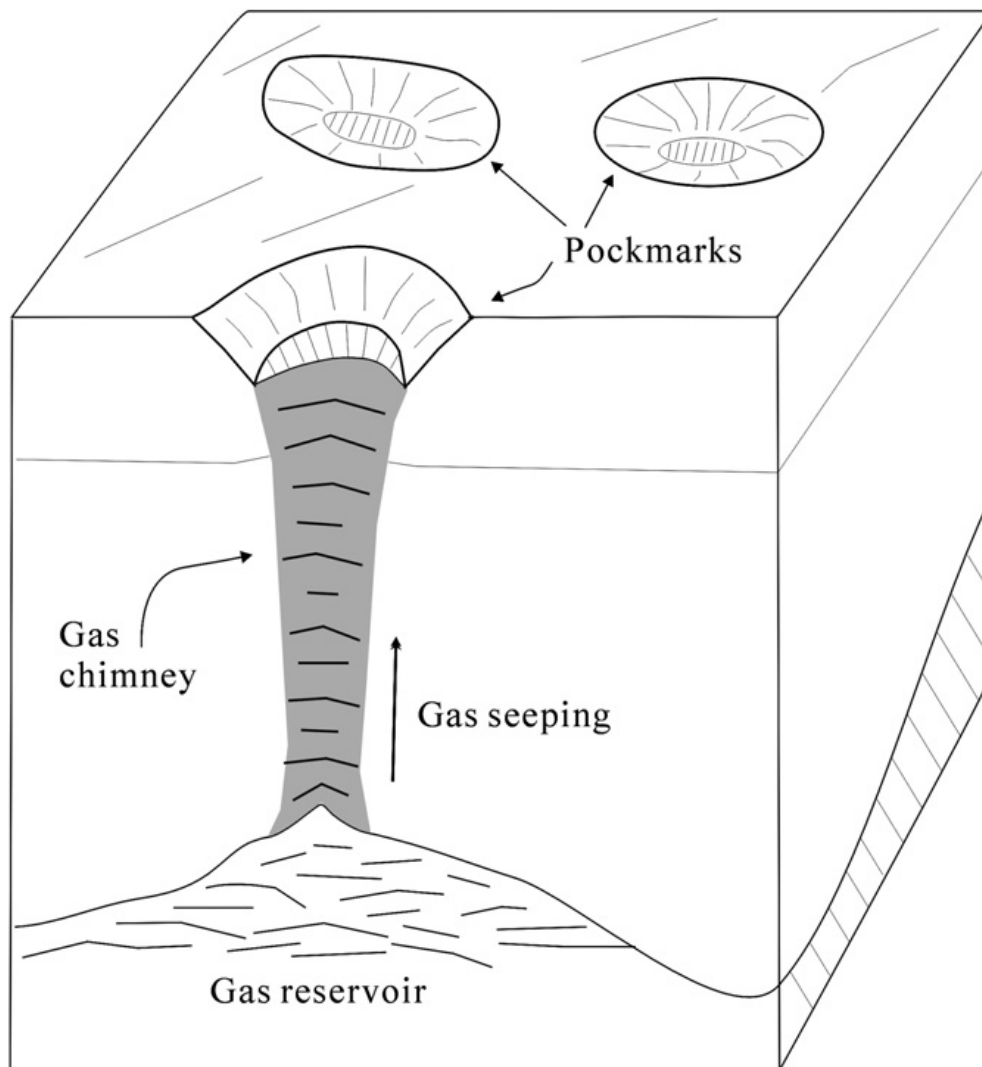
(Leppäranta & Myrberg, 2009). Antsülusjärve setted on orgaanikavaesed lakustrilised setted. Eestis toimus transgressiooni tulemusel Joldiamere ajal maismaastunud ranniku ja saarte alade üleujutamine (Joonis 2).

Antsülusjärve staadiumi lõpus moodustus Taani aladel kompleksne väinade süsteem, millega taastus umbes 10 ka BP ühendus maailmamerega. Litoriina staadiumiks (algus 9,8 ka BP) oli liustik täielikult sulanud (Andrén *et al.*, 2011). Staadium on nime saanud teo liigi *Littorina littorea* järgi (Leppäranta & Myrberg, 2009). Isostaatiline kerkimine aeglustus ning eustatiline veetase jätkas kiiret kasvu. Paranenud ühendus ookeaniga soodustas soolase vee sissekannet, samas sulavete kadumine vähendas magevee sissevoolu. Selle tõttu tekkis kõrgenenud soolsusega veekogu. Orgaanika sisaldus setetes kasvas stabiilselt staadiumi jooksul. Veekogu soolsuse maksimum saabus ca 6 ka BP, millal eustaatiline tase saavutas maksimumi. Pärast maksimumi asendus transgressioon regressiooniga. Staadiumile iseloomulikuks on riimveeliste diatoomikoosluste laialdane levik. Taani väinade kitsenemise tagajärjel veevahetus raskenes ning ca 7,3 ka BP asendus transgressioon regressiooniga, mis kestab tänapäevani (Rosentau *et al.*, 2013). Veetaseme langus vähendas Läänemere mahtu ning andis rannajoonele tänapäevase kuju (Joonis 2).

### 1.3. Rõugearmid

Rõugearmid (inglise keeles *pockmarks*) on ümarad negatiivsed merepõhja pinnavormid, mis tekivad fluidide vertikaalsel liikumisel pudedates setetes (Joonis 4). Rõugearmide uuringud said alguse 20. sajandi teises pooles, tänu erinevate seismoakustiliste vahendite kasutusele võtmisega. Esimesed rõugearmid avastati Kanadas, Nova Scotia šelfilt, kasutades külgvaate sonarit (King & Maclean, 1970). Kahekümnenenda sajandi teises pooles ning kahekümne esimesel sajandil on pidevsondeerimiseks kasutatavad profilaatorid leidnud laialdast kasutust meregeoloogilistel uuringutel. Tänu tehnoloogia arengule ja selle laialdasele kasutamisele, on viimase 45 aastaga rõugearme avastatud nii ookeanites, meredes kui järvedes. Rõugearme on leitud teiste seas Atlandi ookeanist, Vaiksest ookeanist, Põhjamerest, Mehhiko lahest, Barentsi merest, Suur Järvistust, Vahemerest ja Läänemerest (Hovland & Judd, 1988; Brodecka *et al.*, 2013; Leon *et al.*, 2006). Läänemeres on põhjalikumalt uuritud rõugearme Gdański ning Eckernförde lahtedes ning Soome lahe idaosas (Brodecka *et al.*, 2013; Hovland & Judd, 1988; Zhamoida *et al.*, 2014).

Eestis on gaasi väljavoolu tagajärjel tekkinud struktuure leitud Pakri saarte ligidalt (Suuroja *et al*, 2013).



Joonis 4. Rõugearmid (Cathles *et al.*, 2010).

Rõugearmidel on järsud nõlvad ning tasane põhi. Struktuuri diameeter varieerub vahemikus 1–300 m, kuid üldiselt on suuremad rõugearmid komposiitsed. Sügavused jäävad vahemikku 1–80 m, peamiselt jäävad sügavused alla 10 m (Cathles *et al.*, 2010). Kuigi põhiliselt on rõugearmid peaaegu ringi-kujulised, leidub siiski märgatavalt erineva morfoloogia ja suurusega struktuure, nagu mitme armi liitumisel tekkivad komposiit-, asümmeetrilised, poolkuu kujulised ning väljavenitatud rõugearmid (Hovland & Judd, 1988).

Rõugearmidega on seotud tasased (kalle  $<2^\circ$ ) merepõhja kerked (*seabed domes*). Tegu on üksikute elliptiliste või ringi kujuliste kuhjetega. Struktuuride läbimõõdud on üldiselt ligikaudu 100 meetrit ning nende kõrgused ulatuvad ümbritsevast merepõhjast 1–2 m kõrgemale. Seismilistes profiilides on nende kuhjete all jäävates setetes näha akustilist turbiidsust. Pikkuse ja kõrguse vahekorra tõttu on need struktuurid raskesti märgatavad, millest tulenevalt on neid vähe uuritud. Nende struktuuride moodustumine on põhjustatud gaaside akumulereumisest ning sellest tuleneva poorirõhu kasvust. Merepõhja kerkeid peetakse rõugearmide eelstaadiumiks (Judd & Hovland, 2007). Merepõhja kerkeid on teiste seas leitud Taani väinadest, Iiri merest, Uus-Meremaa ja Norra rannikutelt (Koch *et al.*, 2015; Judd & Hovland, 2007).

Tänapäeval aktsepteeritud kontseptuaalse tekkemudeli järgi algab rõugearmi teke sügavamal paiknevate fluidide vertikaalsest liikumisest. Fluidid liiguvad üleslükkejõu tagajärjel läbi mitmete väiksemõõduliste reservuaaride merepõhja lähedastesse kihtidesse. Fluidi akumulereumise tagajärjel moodustub kupli-laadne struktuur, millesse tekivad gaasirõhu kasvades lõhed. Lõhede kasvades gaasi kiirus kasvab, millega suureneb erosiooni maht. Gaasi kiirus kasvab kuni toimub episoodiline suuremõõtmeline väljapaise. Tekkinud torujast struktuurist toimub aktiivne gaasi väljavool, mis kestab üldiselt kuni üks aasta (Cathles *et al.*, 2010). Rõugearmide tekke ajaline kestvus ja üldine dünaamika on siiski halvasti mõistetud (Pau *et al.*, 2006). Laialdaselt leidub neid struktuure piirkondades, kus pindmistes pudedates setetes levib biogeenset või termogeenset metaani (Cathles *et al.*, 2010). Lisaks gaasile võivad rõugearmid tekkida ka põhjavee või poorivee tõttu (Pau *et al.*, 2006). Rõugearmidele sarnaseid struktuure põhjustavad ka antropogeensed tegevused nagu traalimine (Szpak *et al.*, 2015).

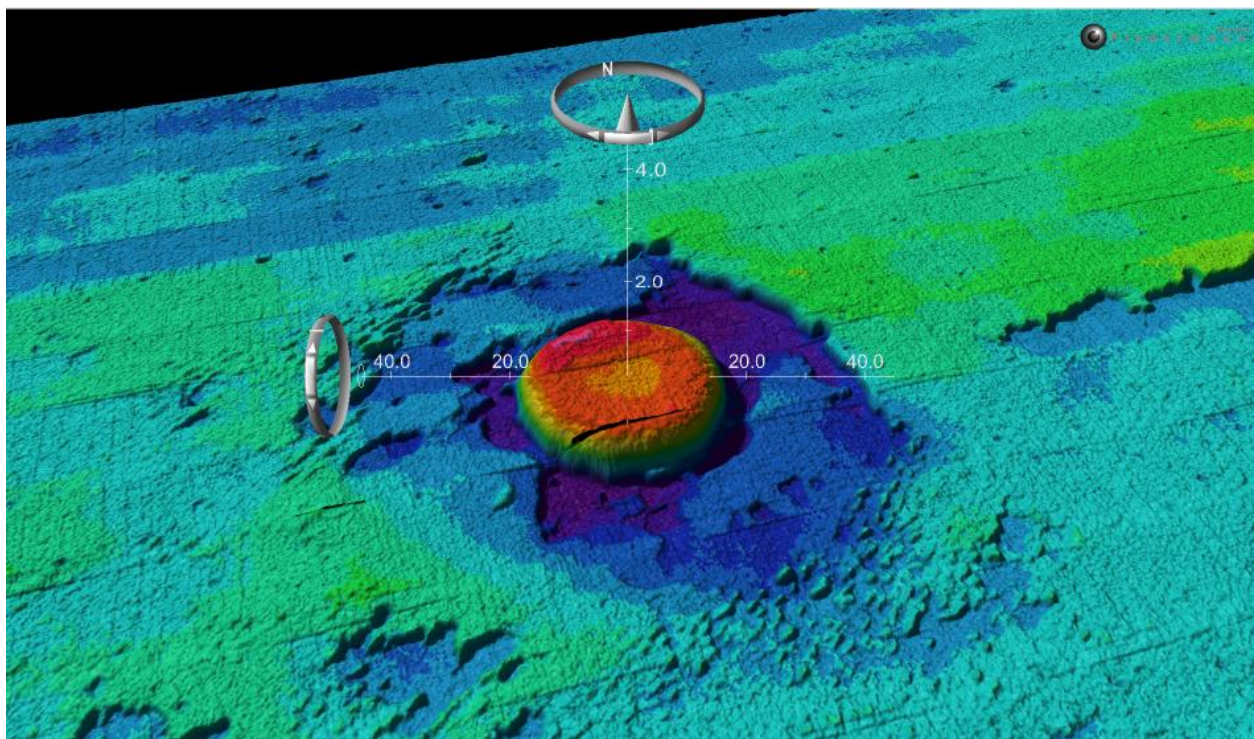
Rõugearmid on tähtsaks uuringuobjektiks mitmel põhjusel. Esiteks pakuvad need merepõhja geostruktuurid kaudset tõendit nafta ja gaasi olemasolu kohta. Seetõttu pakuvad need struktuurid suurt huvi maavarageoloogias. Teiseks nende väga laialdane levik viitab suurele vabanevale metaani kogusele, mis on suuremõuline kasvuhoonegaas. Merepõhjast vabanevad gaasid avaldavad mõju kliimale. Hinnanguliselt vabaneb merepõhjast aastas  $10,3\text{--}12,6 \cdot 10^6$  t gaasi, mis on suurim looduslik metaani allikas (Leon *et al.*, 2006). Kolmandaks nende ajalis-ruumiline jaotus ja paiknemine avaldab mõju ehitusgeoloogilistele tingimustele ning sellega tuleb arvestada näiteks sadamate ehitamisel. Lisaks on rõugearmid elupaigaks väga omapärastele ökoloogilistele kooslustele (Pau *et al.*, 2006).



Lisaks rõugearmidele tekib merepõhjas fluidide vertikaalse liikumise tagajärjel ka teisi pinnavorme nagu mudavulkaanid ja metaani-tekkelised autigeensed karbonaadid (MDAC). (Hovland & Judd, 1988). Enamus fluidide poolt põhjustatud struktuuridest on siiski seotud paksude settekomplekside ning süvaveeliste tingimustega ja Eesti šelfil ei levi.

## 2. Ala geoloogiline ehitus

Triigi objekt paikneb Triigi lahes, Väinameres, asukohaga 6499210N; 426254E (L-EST97). Objekt on ca 35 m läbimõõduga ja 0,5 m kõrgusega ovaalne-ringikujuline kerge, mida ümbritseb lauge ca 0,2 m merepõhja langatus (Joonis 5). Varasemate seismoakustiliste uuringute põhjal on näha, et objekti moodustavates setetes on gaasi. Eriti suurel määral esineb gaasi just objekti langatuse alal.



Joonis 5. Merepõhja batümeetria Triigi objektil (VTA, avaldamata andmed).

Triigi objekt avastati 2002. aastal Veeteede ameti hüdrograafia osakonna välitööde käigus. 2015. aastal teostati alal Veeteede ameti Soela väina hüdrograafilise kaardistamise raames lehvikkaloodi ja seismoakustiliste profilaatoritega uuringuid (Suuroja *et al.*, 2017).

Väinameri on Mandri-Eestit ja Lääne-Eesti saari omavahel eraldav hästi liigestatud rannajoonega Läänemere madalaveeline osa. Väinamere arengut on mõjutanud suuresti Pleistotseeni jäätumisesed ning pärastjääaegne glatsioisostaatiline kerkimine. Nende kahe mõjuri tulemusel on Väinameri läbinud mitu erinevat varieeruva soolsuse ja settimistingimustega merestaadiumit.

Väinamere Saaremaa ja Hiiumaa vahelises osas avanevad Siluri Llandovery ja Wenlocki ladestiku kivimid. Adavere ja Jaani lademete väike mehhaaniline tugevus on tõenäoliselt kaasa aidanud Saaremaad ja Hiiumaad eraldava Soela nõo tekkele (Lutt & Raukas, 1993).

Adavere lade koosneb peenkihilistest teralis-mudalistest ja mudalis-teralistest lubjakividest ning merglitest. Savi sisaldus kasvab lääne suunas. Adavere lademe lubjakive käsitletakse kui Rumba kihistut, mis levib Edela-Eestis ja Lääne-Eesti saartel. Rumba kihistu lubjakividel lasub Väinamere saartel Velise kihistu, mis koosneb peamiselt rohekas-sinakas hallidest merglitest. Adavere lademe paksus kasvab lääne suunas, jäädes vahemiku 10,7–56,3 m (Raukas & Teedumäe, 1997).

Jaani lade koosneb valdavalt erinevatest merglitest, väiksema tähtsusega on vaid üksuse ülemises osas esinevad lubjakivid. Jaani lade paljandub Saaremaa põhjarannikul. Lademe paksused jäävad 24,2–70 m vahele ja kasvavad lääne suunas (Raukas & Teedumäe, 1997).

Kvaternaari ladestu Väinameres jaotub glatsiaalseteks (moreenid), glatsiofluviaalseteks (liivad ja kruusad), glatsiolimnilisteks ja postglatsiaalseteks merelisteks (savid ja aleuriidid) seteteks. Eesti läänešelfil lasub geoloogilises läbilõikes aluspõhjal moreen. Moreeni paksused jäävad tasastel aladel 2–3 m vahemiku, ürgorgudes aga kuni 40 m (Noormets, 1994). Väinameres paljandub moreen lokaalselt, peamiselt Hiiumaa rannikul ning Vormsi ümbruses (Lutt & Raukas, 1993). Läänešelfi aladel järgnevad moreenile glatsiolimnilised ja postglatsiaalsed savid. Kihi paksused võivad ulatuda kuni 34 meetrini (Noormets, 1994). Väinameres on savikompleks üldiselt kaetud õhukese tänapäevaste mereliste setete kihiga (Lutt & Raukas, 1993). Triigi lahes ulatuvad Holotseeni setete paksused 2 meetrini (Lutt, 1985).

Nüüdisedimentatsioon Väinameres on kompleksne, väga muutlik ning selle rööbistamine on olnud keerukas. Võimalik on eristada kolm põhilist sedimentatsiooni piirkonda: püsiva kulutuse, ajutise kuhjumise (transiidi) ja püsiva kuhjumise vööndid (Lutt & Raukas, 1993).



Püsiva kulutuse ja transiidialade setteid võib tulenevalt nende välisilme ja lasumistingimuste sarnasuse tõttu käsitleda ühtse rühmana. Sellist tüüpi setted levivad Väinameres 7–8 m, Suures Väinas kuni 18 m sügavuseni (Lutt & Raukas, 1993). Neile aladele on omane jämedateralised setted nagu liivad, kruusad ja veerised, harvem munakad ja rahnud. Püsivate kuhjealade piirides levivad mitmed erineva ilmega setted olenevalt hüdrodünaamikast. Vähem hüdrodünaamilistel aladel Väinameres, näiteks Väikeses Väinas, levivad halvasti sorteeritud liivad ja aleuriidid (Lutt & Raukas, 1993). Oluliselt laiema levikuga on aktiivse hüdrodünaamika alade hästi sorteeritud liivad ja aleuriidid. Väinamere hästi sorteeritud liivad on pruunikad ühtlaseteralised liivad, milles 0,1–0,25 mm fraktsiooni sisaldus ulatub sageli üle 90%. Tihti levivad sellised setted lahtede päras ja rannajoone vahetus läheduses. Üldistades võib öelda, et jäänuksetete alal levivad valdavalt kruusad, keskmised ja jämedad liivad ning püsiva settimisega aladel peamiselt aleuriidid (Lutt & Raukas, 1993). Nüüdisaegsete settete kuhjumise kiirus on madal. Keskmiselt kuhjub Väinameres 0,06 mm setet aastas, mis võrreldes näiteks Riia lahega (0,43 mm/a) on väga aeglane settimine (Lutt, 1982). Nüüdisaegsete meresetete paksused jäävad Eesti läänešelfi aladel üldiselt alla 5–7 m, ürgorgudes võivad paksused olla aga >10 m (Noormets, 1994).

Väinamere nüüdisaegses põhjasetete litoloogilises koostises domineerivad kerged mineraalid. Peamised kerged mineraalid setetes on kvarts ja päevakivid (moodustades kokku üldiselt ca 90–95% settest), vähemal määral vilgud ja karbonaadid. Rasketest mineraalidest esineb nüüdissettes peamiselt amfiboole, ilmeniiti, püriiti, granaate, tsirkooni, vilke, epidooti ja dalliiti

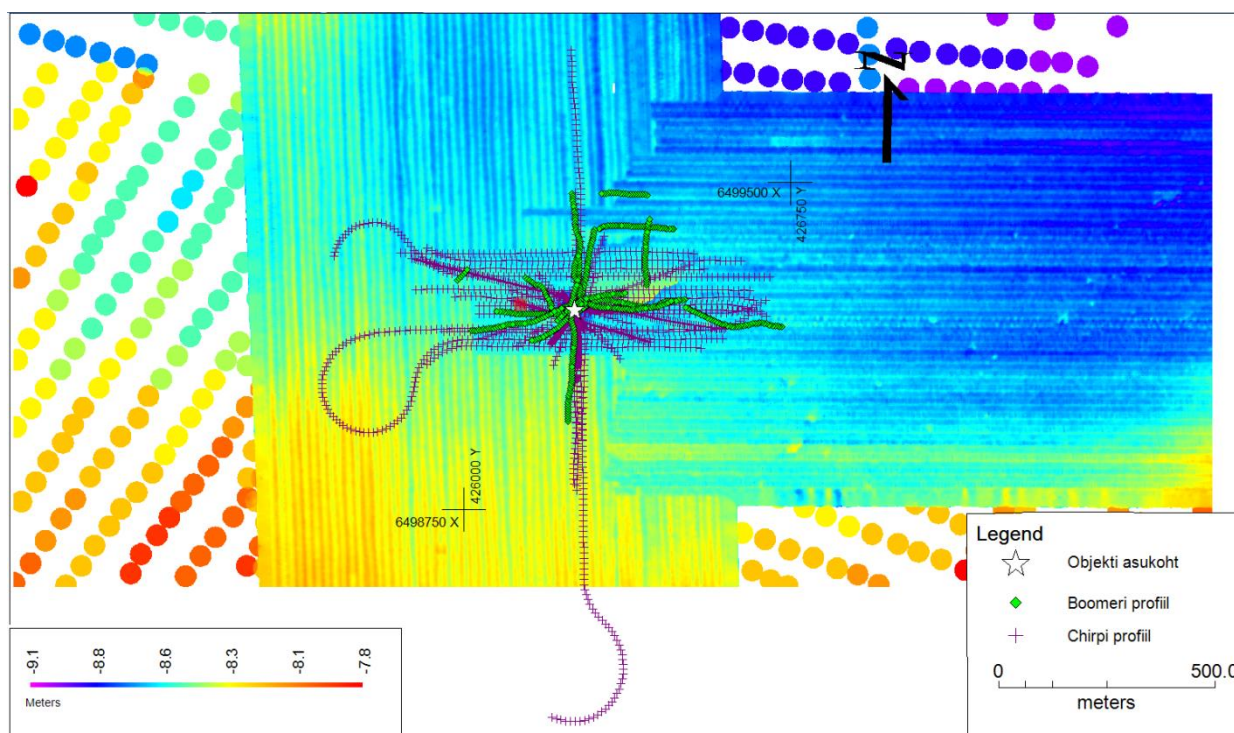
Väinamere nüüdisaegsetes setetes on madal, kuid siiski märkimisväärne orgaanika sisaldus. Väinamere idaosas võib orgaanika sisaldus ulatuda 3% (Kask, 1974). Orgaanika kantakse settesse jõgede poolt või tekib veesambas primaarse produktsiooni tulemusel. Madalaveelistes setetes toimub orgaanika lagundamine bioloogiliste protsesside tagajärjel metaaniks (Brodecka *et al.*, 2013). Biogeense gaasiga ja veega täitunud setete suur akustiline eritakistus põhjustab elastse laine hajumist ning vähendab selle kiirust. Eritakistus ning suur laineenergia kadu gaasis levimiseks tekitab erinevaid efekte seismogrammidele, mis teevad gaaside detekteerimise lihtsaks, kuid vähendavad uuringusügavust (Brodecka *et al.*, 2013). Biogeense gaasi vertikaalne liikumine pudedates setetes on üks rõugearme tekitav protsess. Biogeense gaasi teke veetemperatuuri ja teiste ilmastikuolude varieeruvuse tagajärjel on aktiivsem soojaperioodidel ning väiksem talvisel ajal.

### 3. Materjal ja metoodika

#### 3.1. Seismoakustika

*Chirp* tüüpi seismoakustilise profilaatoriga koguti andmed aastatel 2012–2015, *boomer* tüüpi aparaadiga teostati profileerimist 2016. aasta augustis. Uuringu läbiviimiseks kasutati *chirp* tüüpi pidevsondeerivat seismoakustilist aparaati Meridata MD DSS, sagedusvahemikuga 3–9 kHz, mis oli profileerimiseks kinnitatud laeva parda külge. Uuringut teostati Veeteede Ameti laevalt Jakob Prei. Profilaator paiknes välitööde ajal 2,7 m sügavusel vee pinnast. Uuringute läbiviimiseks kasutati seismoakustilisi laineid sagedusega kuni 5 kHz. Vertikaalne lahutusvõime oli 0,1 m. Kokku mõõdeti *chirp*iga 28 profiili (Joonis 6).

Kasutatud *boomer* tüüpi profilaator oli *C-Boom low voltage boomer*, töösagedusega 1760 Hz, millest tulenevalt oli profiilidel vertikaalne lahutusvõime 0,2 m. Välitööde käigus pukseeriti *boomeri* kiirgurit 30 m kaugusel laeva ahtrist ning selle kõrval 3 m kaugusel paiknes hüdrofoon. Kokku teostati *boomer*iga pidevsondeerimist 12 profiilil, millest 5 ületasid objekti (Joonis 6).

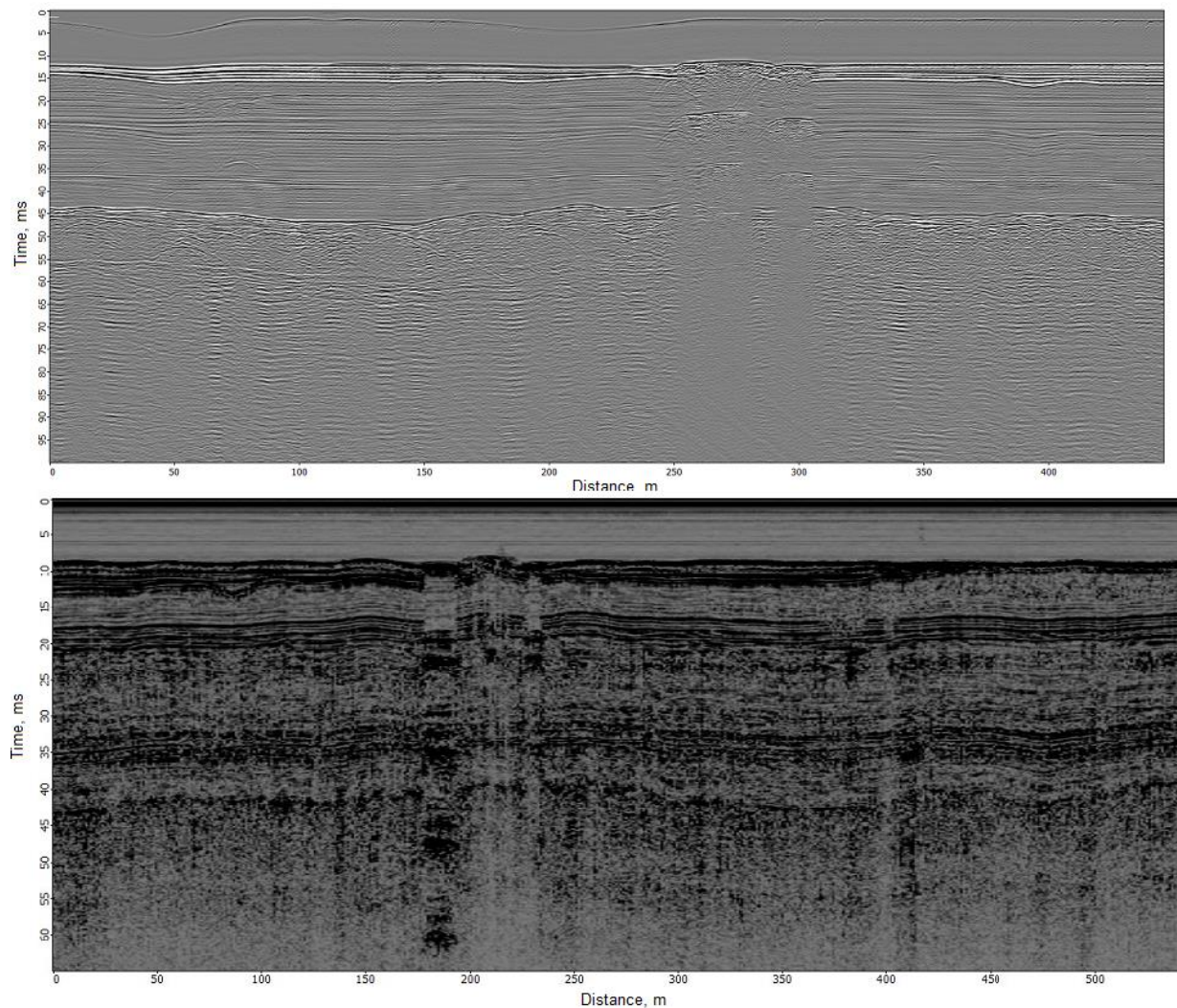


Joonis 6. Seismoakustika profiilide kaart. Taustal on toodud meresügavus (VTA, avaldamata).

Seg-Y failiformaadis profiilide interpreteerimiseks kasutati Prism 2 versiooni 2.60.03 ja RadExPro versiooni 2013.3. Prism 2 abil jaotati läbilõige akustiliseks üksusteks, mille piirid toodi üle kaardistamisprogrammi Mapinfo Professional 10.5.2. Akustiliste üksuste pindade interpoleerimiseks kasutati MapInfo Vertical Mapper 3.7.1 versiooni. Interpolatsioonipinnad loodi pöördkaugusega kaalutud interpoleerimise (*Inverse distance weighted* - IDW) meetodil.

Akustiliste üksuste sügavuste arvutamiseks kasutati kiirust 1500 m/s, mis on laialdaselt kasutatud väärtus Läänemere hilis- ja pärastjäähäaegsete setete seismoakustilistel uuringutel (Bendixen *et al.*, 2017; Noormets & Flodén, 2002a, 2002b; Tsyruľnikov, 2013).

Kasutades programmi RadExPro üritati määrata hüperboolsete reflektorite abil seismoakustiliste lainete levikukiirust setetes. Akustilistes üksustes II-IV tuvastati igas vähemalt 10, üksustes I ja V aga umbes 5 hüperpoolset reflektorit. Kõigi üksuste keskmine kiirus oli 1470 m/s. Kiiruste määrangud varieerusid vahemikus  $\pm 400$  m/s. Selline andmete hajuvus ja vähene määrangute hulk ei võimaldanud piisavalt täpselt määrata intervallikiirusi, eriti sügavamal lasuvate kihtide puhul. Keskmine kiirus moreenis esinevate objektideni saadi selle meetodiga 1486 m/s ja aluspõhjas esinevate objektideni 1574 m/s. Need kiirused vastavad teoreetiliselt 35 m paksuse vee ja jääjärveliste setete (1470 m/s) kihi all lamava 3 m paksuse moreenikihi (1700 m/s) ja 5 m paksuse lubjakivi (3000 m/s) kihi mõjutustele, kuid tagurpidi arvutuste jaoks ei olnud kihtide paksused piisavalt täpselt määratavad. Tulenevalt sellest neid seismilise laine kiiruseid töös ei kasutatud.



Joonis 7. *Boomeri* (ülemine) *chirpi* (alumine) profiilide võrdlus.

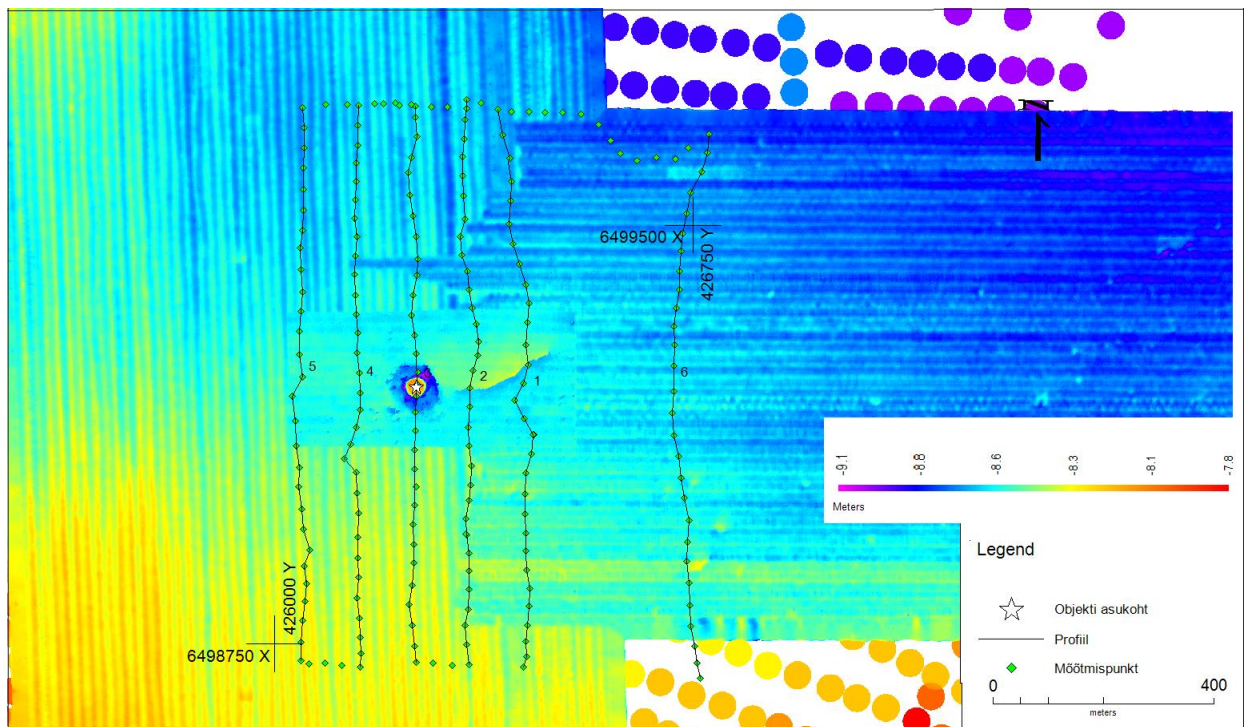
*Chirpi* ja *boomeri* profiilid erinesid märkimisväärselt (Joonis 7). *Chirpi* läbilõike ülemises osas olid üksuste sisesed reflektorid oluliselt paremini jälgitavad. *Boomeri* profiilidel oli aga võimalik jälgida pinnakatte ja aluspõhja kontakti. Nii *boomeri* kui *chirpi* läbilõigetes oli näha ka mitmeid artefakte. Põhiliselt moonutasid läbilõike tegelikku ilmet korduspeegeldused (Joonis 7). Joonis 7 on korduspeegeldusi näha *boomeri* profiilil 250–300 m ning *chirpi* profiilil 180–200 m kaugusel profiili algusest. Lisaks oli *boomeri* profiilil ca 55 ms sügavusel paiknev reflektor korduspeegeldus, mitte tegelik kihipind. *Boomeri* profiilil ~3 ms sügavusel levis reflektor, mida põhjustas allikast hüdrofonidesse saabuv otselaine.



Kihi pindade tõlgendamisel lähtuti ainult visuaalsetest muutustest. Tulenevalt sellest oli suurema usaldusväärsusega piirid, mis langesid kahe visuaalselt väga erineva üksuse vahele. Kõrgema täpsusega olid I–II ning III–IV akustiliste üksuste vahelised piirid. Aluspõhja pinna määramine oli väga keeruline. Tõlgendamisest tulenevate vigade vähendamiseks tuleks edasiste uuringute käigus teostada puurimistöid. Lisaks tuleks välja selgitada alal leviva gaasi päritolu.

### 3.2. Magnetomeetria

Magnetvälja mõõtmised tehti 2017. aasta veebruaris. Mõõtmised toimusid piki kuut paralleelselt paiknevat profiili (Joonis 8). Profiilid olid pikkusega 1 km ning vahekaugusega 100 m, välja arvatud profiilide 1 ja 6 vahe, mis oli umbes 300 m.



Joonis 8. Magnetomeetriliste profiilide asukoht Triigi objekti suhtes. Taustal on toodud meresügavus (VTA, avaldamata).

Uuringut teostati kahe ajaliselt sünkroniseeritud magnetomeetriga Geometrix G-856AX. Üks magnetomeetritest paiknes välitööde ajal statsionaarselt kaldal asukohaga 6497172 N, 428647 E (L-EST97) ning teostas mõõtmisi iga 5 min tagant. Statsionaarse magnetomeetri eesmärk oli mõõta Maa magnetvälja varieerumist ajas ning selle abil suurendada mõõtmistulemuste täpsust. Teist magnetomeetrit liigutati piki profiili ning sellega teostati mõõtmisi regulaarselt iga 20–30 m tagant. Lisaks oli mobiilse magnetomeetriga kaasas GPS seade, millega määrati mõõtmispunktide geograafiline asukoht.

Profileerimise käigus saadud mõõtmistulemustest arvestati maha statsionaarse magnetomeetri poolt mõõdetud ajalisest varieeruvusest tulenev magnetvälja muutlikkus. Päevased variatsioonid jäid 35 nT piiresse, mis oli oluliselt väiksem profiilidel mõõdetud magnetvälja tugevuse muutlikkusest. Ajalise muutlikkuse suhtes parandatud tulemused kanti kaardile programmiga Mapinfo Professional 10.5.2. Andmestiku interpoleerimiseks kasutati MapInfo Vertical Mapper 3.7.1 versiooni. Magnetanomaalia mõõtmistulemustest loodi interpoleeritud pind loomuliku naabri (*Natural Neighbor*) interpolatsiooni meetodil.

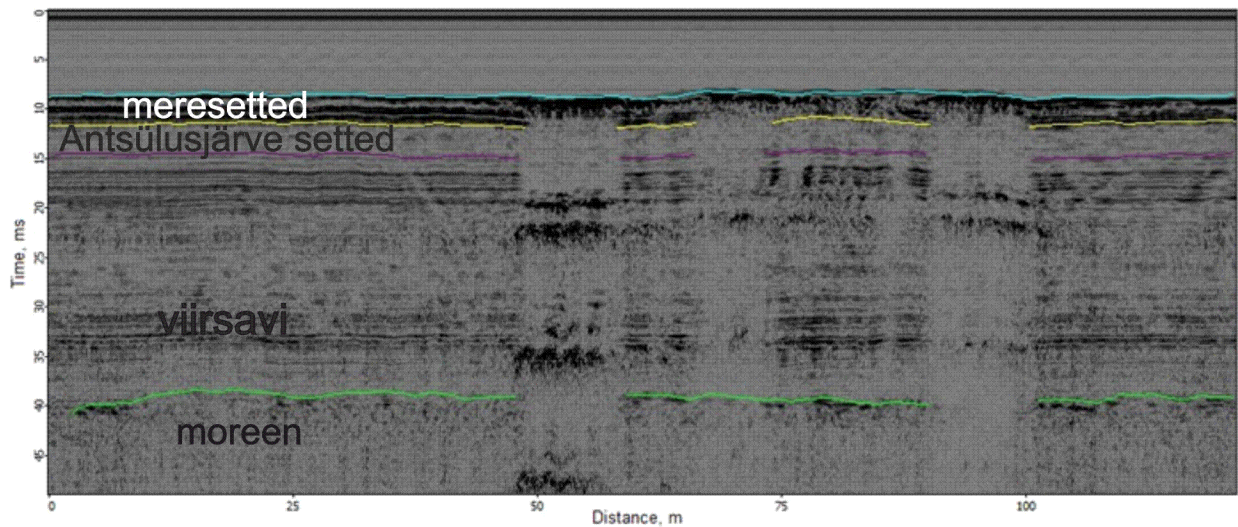
## 4. Tulemused

### 4.1. Seismoakustilised mõõtmised

#### 4.1.1. Seismoakustilised üksused

Seismoakustilistel profiilidel eraldati reflektorite intensiivsuse, paiknemistiheduse ning geomeetria alusel viis erinevat akustilist üksust (AÜ) ning merepõhi (Tabel 1). Lähtudes piirkonna geoloogilisest arengust, interpreteeriti AÜ-d settekompleksideks. Need 5 akustilist üksust ja settekompleksi olid:

1. Aluspõhi
2. Moreen
3. Hilis- ja pärastjääaegsed viirsavid
4. Antsülusjärve setted
5. Litoriina ja nüüdisaegsed meresetted



Joonis 9. Triigi objekti siseehitus *chirpi* profiilil. Lõikudes 45–60 m, 65–75 m ja 90–100 m on läbilõige gaasiga seotud korduspeegelduste poolt häiritud.

Kõik 5 AÜ-d levisid *boomeri* profiilidel uuringualal lausaliselt ning suhteliselt pideva paksusega kihtidena. Paksused varieerusid vaid tulenevalt moreenist põhjustatud pindade ebatasasusest ning üksikutest kulutuslikest kanalitest. *Chirpi* profiilidel aluspõhja reflektoreid ei tuvastatud. Triigi objekt oli tihti merepõhjast allapoole raskesti jälgitav gaasi poolt tekitatud akustilise turbiidsuse ja hajuvuse tõttu (Joonis 9). Tänu gaasivaesematele “akendele” oli siiski võimalik objekti siseehitust vähesel määral näha. Veesügavus profiilidel jäi vahemiku -9 kuni -8,5 m ning keskmine veesügavus oli -8,7 m.

#### 4.1.1.1. Esimene akustiline üksus

AÜ I oli *boomeri* profiilidel kõige sügavamal nähtav. Üksusele oli iseloomulik sile üleminek, mis tulenevalt suurest sügavusest oli tihti raskesti jälgitav (Joonis 10). Siseehituses on näha vahelduva paksuse ja tugevusega paralleelseid reflektoreid. Lisaks oli seismiline sisemuster samuti valdavalt paralleelne AÜ ülemise pinnaga. Üksuse sees ei täheldatud rikkeid või murranguid. *Chirpi* uuringusügavus esimese AÜ-ni ei ulatunud.

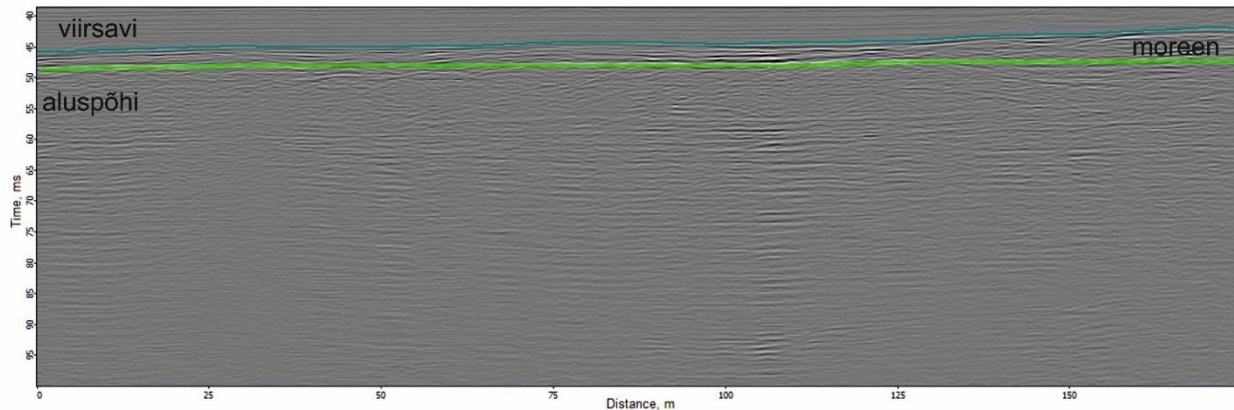
AÜ I ülapinna sügavus oli uuringualal *boomeri* profiilidel keskmiselt -35 kuni -36 meetrit veepinnast. Üksuse ülapinna reljeef oli tasane, vaid üksikutes kohtades ületas ülapinna sügavus 36 meetrit. Puudusid suuremad positiivsed või negatiivsed tasapinnast kõrvalekalded. Kuna kihi lamam jäi uuringusügavusest välja, jäi üksuse paksus määramata.

Tabel 1. Seismoakustilised üksused.

Akustiline üksus	Seismiline/akustiline muster	Kihilisuus, lasuvus ja levik	Keskmine paksus	Interpretatsioon
AÜ V	Tugevalt kontrastsete paralleelsete heledate ja mustade reflektorite vaheldumine	Rõhtkihiline, kõige pindmine üksus, üksuse ülemine piir horisontaalne kogu uuringualal	1 m (nõgudes kuni 4 m)	Litoriina ja nüüdisaegsed meresetted
AÜ IV	Muster kaootiline ning reflektorite paiknemine hajutatud. Üksuse ülemises ja alumises osas näha paralleelseid üksteisele järgnevaid peegeldusi	Valdavalt kihilisuus puudub, lasub kolmandal üksusel, ülemine pind peamiselt tasane, leidub üksikuid kulutuskanaleid	4 m (orgudes 6 m)	Antsülusjärve setted
AÜ III	Õhukeste kontrastsed paralleelsete peegelduste vaheldumine. Üksuse alumises pooles rohkelt hüperboolseid reflektoreid	Paralleelkihiline, paikneb AÜ II-l, levib lausaliselt. Ülapind rõhtne v.a. üksikud voolunõvad	19 m	Hilis- ja pärastjääaegsed viirsavid
AÜ II	Kaootilised hajutatud sisereflektorid rohkete hüperboolsete peegeldustega	Kihilisuus puudub, lasub esimesel AÜ-l kogu ala ulatuses. Üksuse ülemine pind ebatasane	2 m	Moreen
AÜ I	Paralleelsete reflektorite vaheldumine, <i>chirp</i> uuringusügavusest väljas	Paralleelkihiline, kõige sügavam üksus, levis kogu uuringualal	-	Aluspõhi



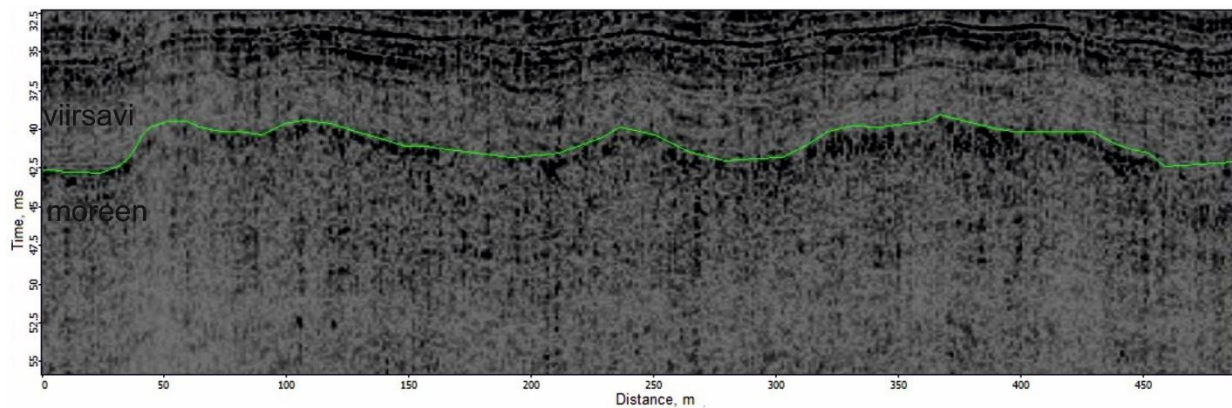
Akustilist üksust I interpreteeriti aluspõhjana. AÜ I korreleerub Lutt & Raukase (1993) poolt defineeritud akustilise kompleksiga A3-G4 ehk tegemist on Adavere ja Jaani lademetega karbonaatsete kivimitega.



Joonis 10. Esimese akustilise üksuse siseehitus *boomeri* profiilil. Helerohelise joonega on märgitud AÜ I pealispind, sinine AÜ II pealispind.

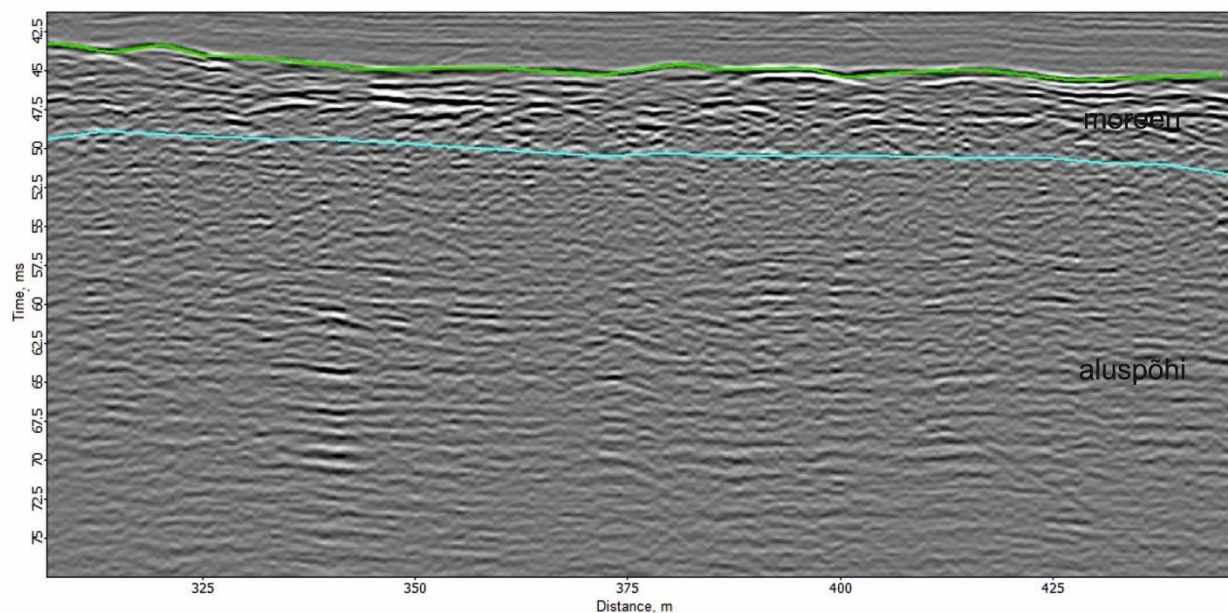
#### 4.1.1.2. Teine akustiline üksus

AÜ II lasus kogu uuringualal esimesel akustilisel üksusel. AÜ II ülemine pind oli suhteliselt tasane või vähesel määral liigestud. Ühtlasi oli AÜ ülemine pind sügavaim selgesti tuvastatav reflektor *chirpi* profiilidel (Joonis 11). Üksuse ülemiseks piiriks *boomeri* andmestikus loeti kõrge kontrastsusega must reflektor, mille levik ei järginud lamavate või lasuvate üksuste reflektoreid. Üksuse siseehituse, mis oli selgesti nähtav vaid *boomeri* profiilidel, oli kaootiline ning hajus. Lisaks levisid üksuse sees laialdaselt hüperboolsed lühikese levikuga reflektorid (Joonis 12). Reflektoreid, mis leviks pidevalt kogu profiili ulatuses, üksuse siseselt ei esinenud.



Joonis 11. AÜ II ülemine pind *chirpi* profiilil. Rohelise joonega on märgitud AÜ II piir.

Akustilise üksuse ülemise pinna sügavus oli ca -32 kuni -33 m veepinnast. Kihi keskmine paksus oli 2 m. Siiski leidis kuni 4 m paksuseid kuhjeid.

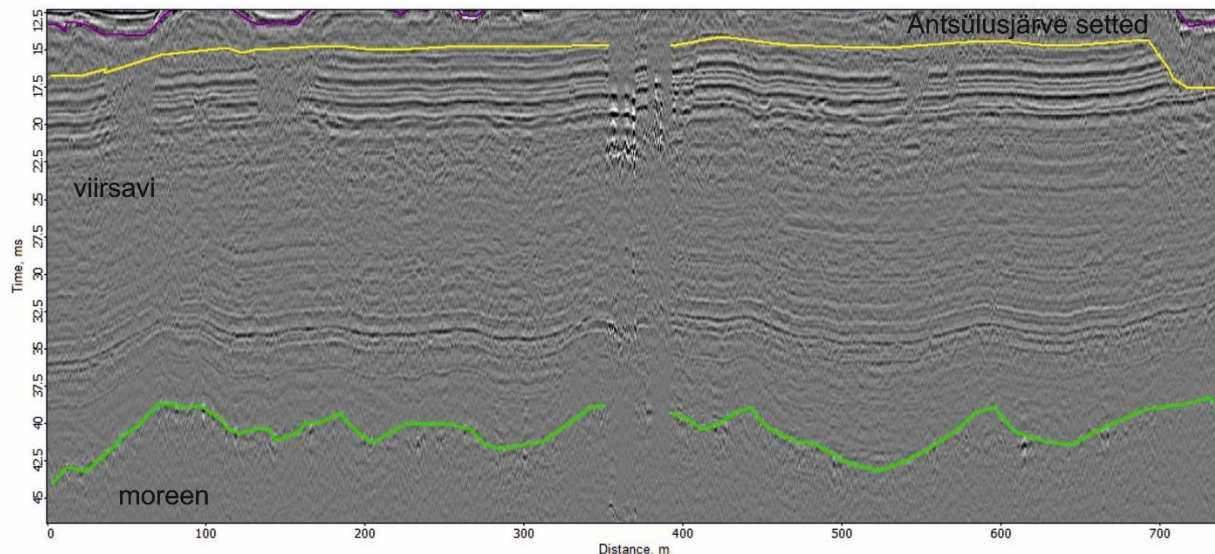


Joonis 12. AÜ II sisemine muster boomeri profiilil. Rohelise joonega on märgitud AÜ II piir, sinise joonega AÜ I.

AÜ II üldine seismiline siseehitus erines oluliselt teistest üksustest, kuna ei esinenud pika lateraalse levikuga reflektoreid, mis on omased veelises keskkonnas tekkinud kihtidele. Sarnase muustriga üksused on defineeritud ka Riia lahes ja Kesk-Läänemere aladel (Noormets & Flodén, 2002a; Tsyrlunikov *et al.*, 2012). Sellest tulenevalt on AÜ II puhul tegemist moreeniga.

#### 4.1.1.3. Kolmas akustiline üksus

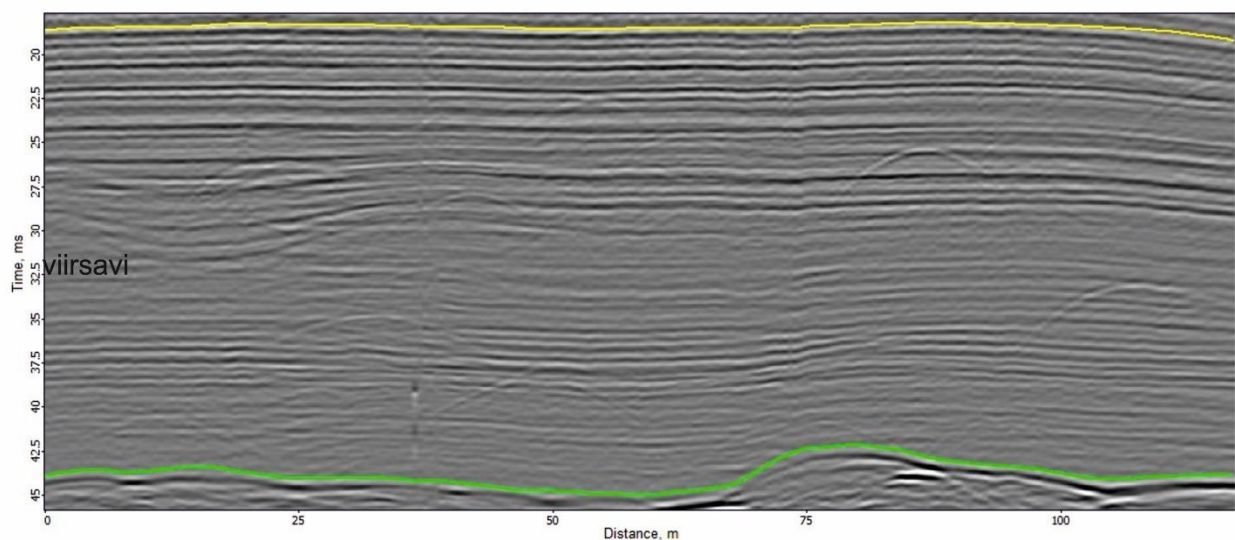
Kolmas akustiline üksus lasus teisel akustilisel üksusel. Ühtlasi oli tegemist esimese üksusega, mis oli kogu ulatuses jälgitav ka *chirpi* profiilidel. Tihti oli kõrgsagedusega profileerija andmetikus AÜ siseehitus ja erinevad struktuurid paremini jälgitavad (Joonis 13). Üksuse seismiline muster koosnes tihedalt vahelduvatest heledatest ja tumedatest pika lateraalse levikuga reflektoritest (Joonis 14). Vahelduvate reflektorite intensiivsus oli madalam üksuse keskosas. Üksuse alumises osas oli märgata rohkelt hüperpoolseid reflektoreid. Lisaks oli Triigi objekti ümbruses näha normaalmurranguid. Hüperpoolsete reflektorite hulk kasvas sügavuse suunas. Sarnased akustilised üksused levivad ka Liivi lahes ning Läänemere tsentraalses osas (Noormets & Flodén, 2002a; Tsyrlunikov *et al.*, 2012).



Joonis 13. AÜ III siseehitus *boomeri* profiilil. Rohelise joonega märgitud AÜ II lasuv pind, kollase joonega AÜ III lasuv pind, „auk“ ca 350-380 m peal on põhjustatud kõrgendatud gaasi kontsentratsioonist.

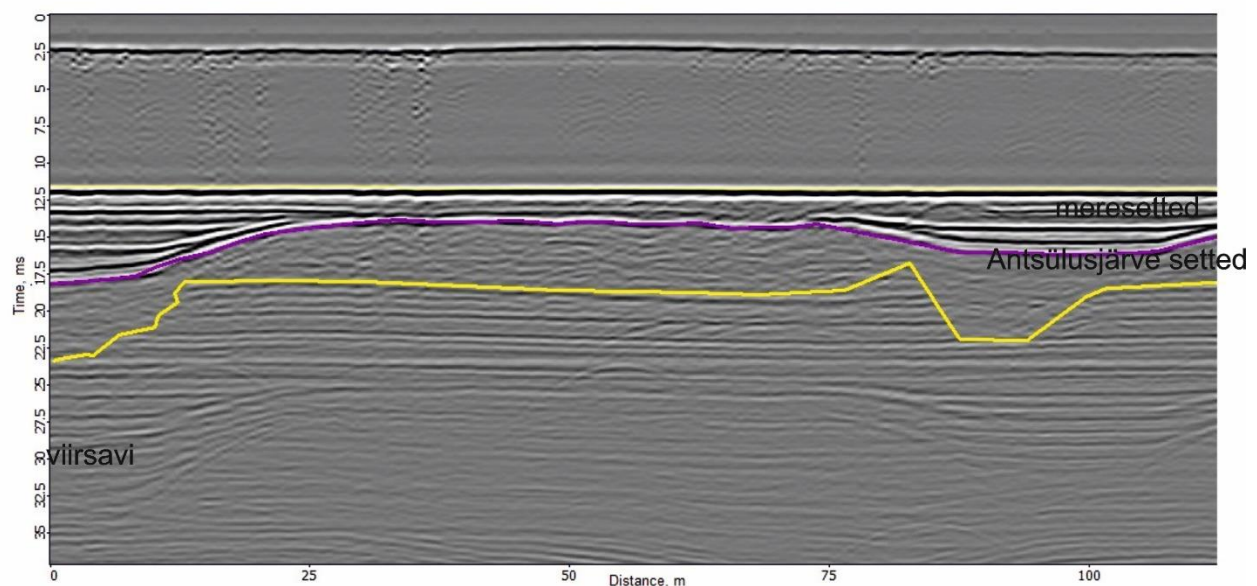
AÜ III ülemine pind oli üldiselt tasane. Mitmel *boomeri* profiilil oli näha aga peamiselt kirdekagu suunalisi negatiivseid, oru-laadseid vorme, milles levisid AÜ IV reflektorid (Joonis 15). Sarnaseid, kuid oluliselt raskemini piiritletavaid orge oli näha ka *chirpi* profiilidel.





Joonis 14. AÜ III siseehitus *boomeri* profiilil. Kollane joon AÜ III ülemine piir, roheline joon AÜ II piir. Sügavusel 25–35 ms on nähtavad *peg-leg* tüüpi korduspeegeldused, kukkekivide poolt põhjustatud hüperboolsed peegeldused levivad juhuslikult.

AÜ III ülapiiri sügavused jäid vahemiku -13 kuni -15 meetrit veepinnast ning keskmine sügavus oli 14 m. Üksuse paksused varieerusid vahemikus 15,5–21 m, tulenevalt lasumi ja lamami sügavuste varieerumisest. Keskmine paksus oli ca 19 m.



Joonis 15. Kolmanda AÜ pinnamorfoloogia ja kulutusjooned (lilla joon- AÜ IV ülemine piir, kollane joon AÜ III piir, reflektor 2,5 ms sügavusel tekkinud otselainest). Sügavusel 25–35 ms on nähtavad *peg-leg* tüüpi korduspeegeldused.

Tihedalt vahelduvad reflektorid viitavad õhukestele varieeruva koostisega kihtidele. Tulenevalt ala geoloogilisest arengust ning AÜ III seismilisest sisemustrist tõlgendati üksust kui hilis- ja pärastjäaaegste viirsavi. Hüperboolsete peegelduste põhjuseks on tõenäoliselt kukkekivid (*dropstones*).

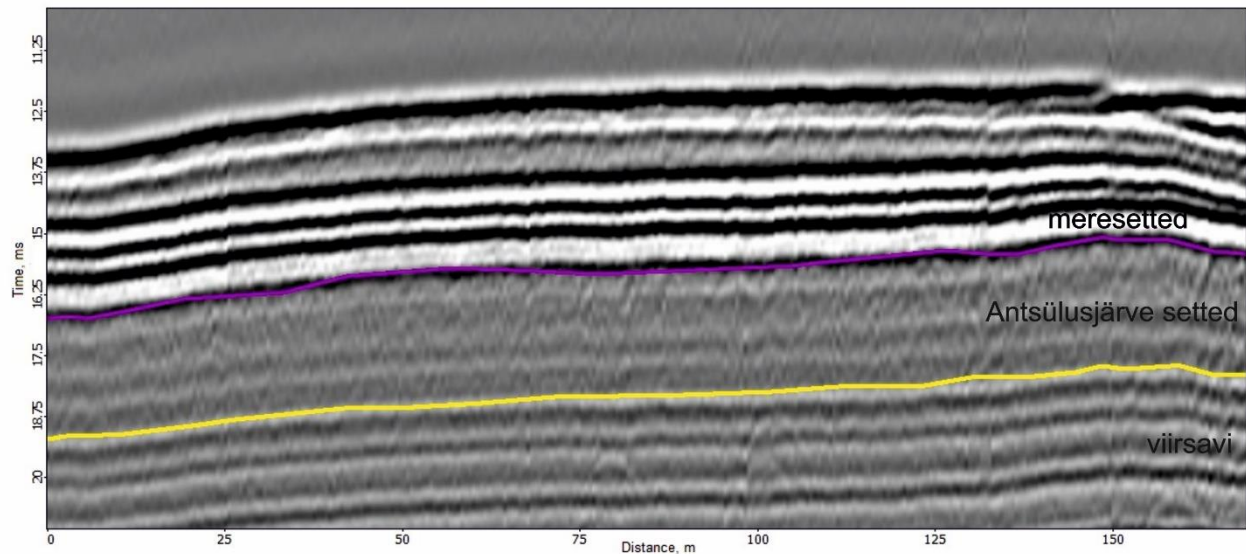
#### 4.1.1.4. Neljas akustiline üksus

Kolmandal AÜ-I lasus neljas akustiline üksus, mille ülemiseks pinnaks oli *boomeri* andmetes tume ning *chirpi* puhul hele kontrastne reflektor (Joonis 16). Üksuse siseehitus oli massiivne ja väheste sisemiste peegeldustega. Harva leidis üksuse alumises või ülemise osas sisemist kihilisust (Joonis 16). AÜ ülemine pind oli valdavalt sile, kuid leidis üksikuid kirde-edela suunalisi orge, mis oli täidetud AÜ V setetega, mis kiilusid orgude nõlvadel välja. Need negatiivse reljeefiga moodustised olid nähtavad mõlema uuringuvahendi profiilidel.

*Chirpi* profiilidel joonistus üksuse siseehitus paremini välja. Paralleelseid laialt levivaid reflektoreid leidis vähem. Üldpilt oli palju kaootilisem ning üksus koosnes tihti puhtalt lühikese levikuga reflektoritest. Lisaks oli *chirpi* profiilidel neljanda ja viienda AÜ üleminek keerukam ning vähem sile.

AÜ IV ülapiinna keskmine sügavus oli ca -10 m. Üksuse paksus oli keskmiselt 4 meetrit, ulatudes viirsavisse kulutatud nõgudes 6 meetrini.

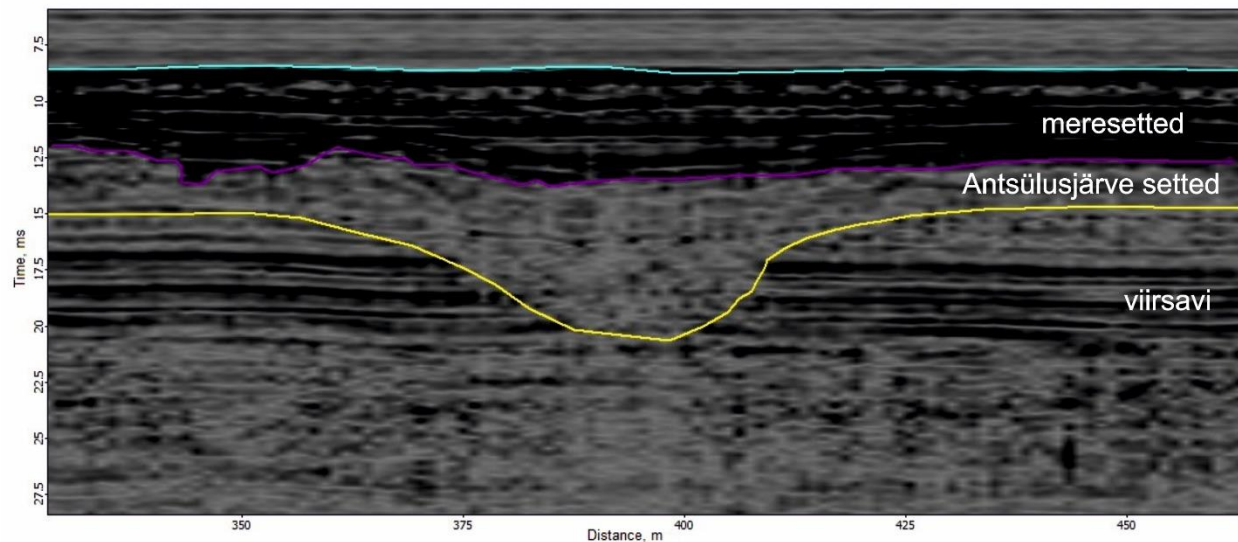
Sarnase seismilise siseehitusega akustilist üksust interpreteeris Tsyrunnikov (2013) kui Antsülusjärve savikad setted, mille paksused jäid 4–6 m vahele. Lähtudes Riia lahe ja Väinamere geoloogilise arengu sarnasustest, interpreteeriti antud töös üksust samuti Antsülusjärve setetena.



Joonis 16. AÜ IV ja V siseehitus *boomeri* profiilil (lilla joon- AÜ IV ülemine piir, kollane joon AÜ III piir).

#### 4.1.1.5. Viies akustiline üksus

AÜ V koosnes paralleelsetest suure kontrastsusega lateraalselt levivatest vahelduvatest mustadest ja heledatest reflektoritest. Üksus lasus AÜ IV lausaliselt kogu uuringu alal. Reflektorid järgisid alumiste üksuste morfoloogiat ning tihti kiildusid sügavamad reflektorid välja.



Joonis 17. AÜ IV ja V siseehitus ja kulutused *chirp* profiilil (kollane joon on AÜ III kihipind, lilla AÜ IV, sinine merepõhi).

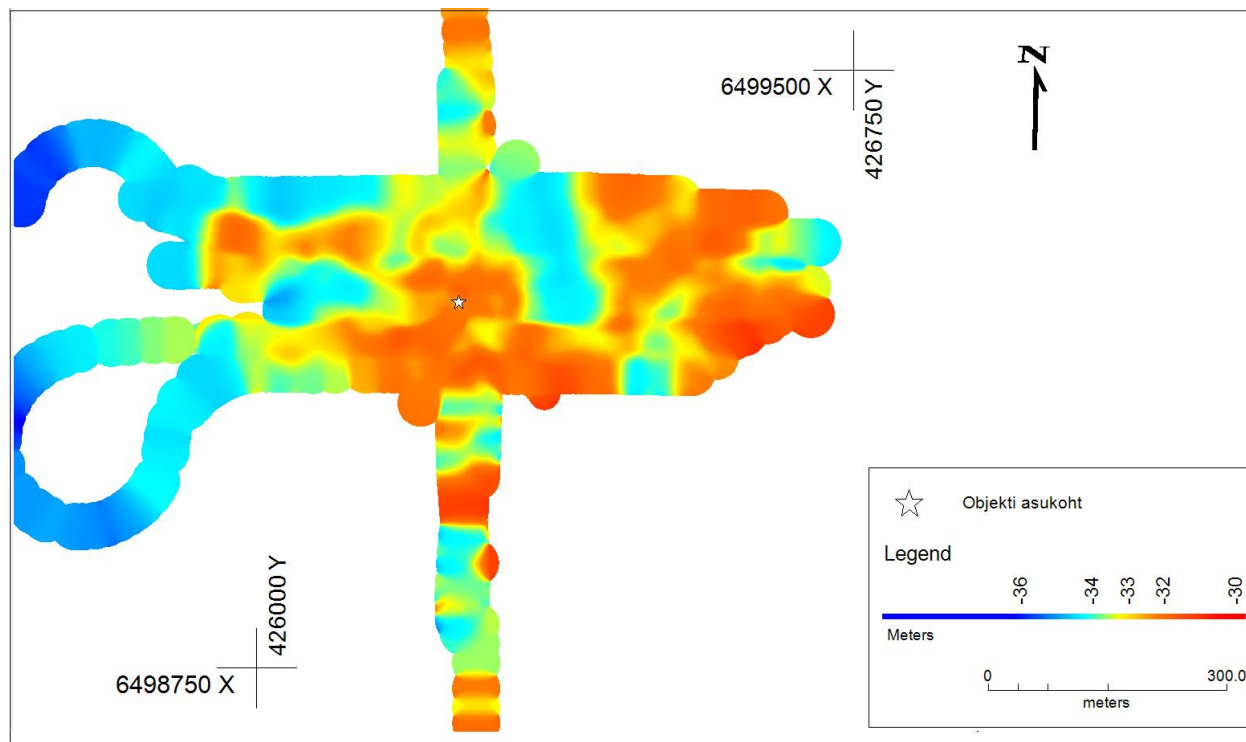
AÜ V ülapinna sügavus oli uuringualal keskmiselt -8,5 m. Üksuse paksus oli keskmiselt 1 m, ulatudes kulutusorgudes 4 meetrini. AÜ V puhul on tegemist Litoriina ja nüüdisaegsete meresetetega.

#### 4.1.2. Triigi objekti ehitus

Esimene akustiline üksus oli terve uuringuala ulatuses suhteliselt tasane ning ilma suuremate kergete või langusteta. Aluspõhja sügavus objekti all oli umbes -35 m veepinnast. Aluspõhja sisemuster objekti alal ei erinenud tavapärasest ehk aluspõhja nähtavas osas rikkeid tuvastatud.

Tasasel aluspõhjal lasus keskmiselt 2 meetri paksune moreeni kiht. Moreeni ülemine kihipind oli uuringualal suhteliselt sile, kuid objekti alla jäi ca 2 m ümbrusest kõrgemale ulatuv kuhje mille sügavus merepinnast oli -32 m. (Joonis 18). Nooremad settekompleksid selle pinna morfoloogiat ei järginud. Viirsavi kompleksi alumine osa oli kuhje kohal paralleelkihiline ning häiringuteta. Järelikult on kuhje tekkinud enne nooremate üksuste settimist ning on seotud liustiku dünaamikaga. Ebatasasused moreenis on tavalised tulenedes selle tekkemehhanismist. Siiski oli *boomeri* uuringusügavus ebapiisav, et täielikult välistada aluspõhja mõju objekti all paiknevale moreenikuhjele. Lubjakivide lasum oli *boomeri* profiilidel raskesti järgitav ning ei saa välistada, et moreeni kuhje on tekkinud lubjakivi kõrgendikule. Selliseid kõrgendikke põhjustavad Siluri lubjakivides näiteks riffid. Üksuses gaasi ülesvoolu, kontsentreerumist või muud gaasidega seonduvat ei tuvastatud.

Viirsavi ülapinna sügavus objekti all oli vahemikus -13,8 kuni -14 meetrit veepinnast ning kihi paksus oli alla 19 m. Viirsavi kihis olid reflektorid objekti all jälgitavad kolme eraldiseisva



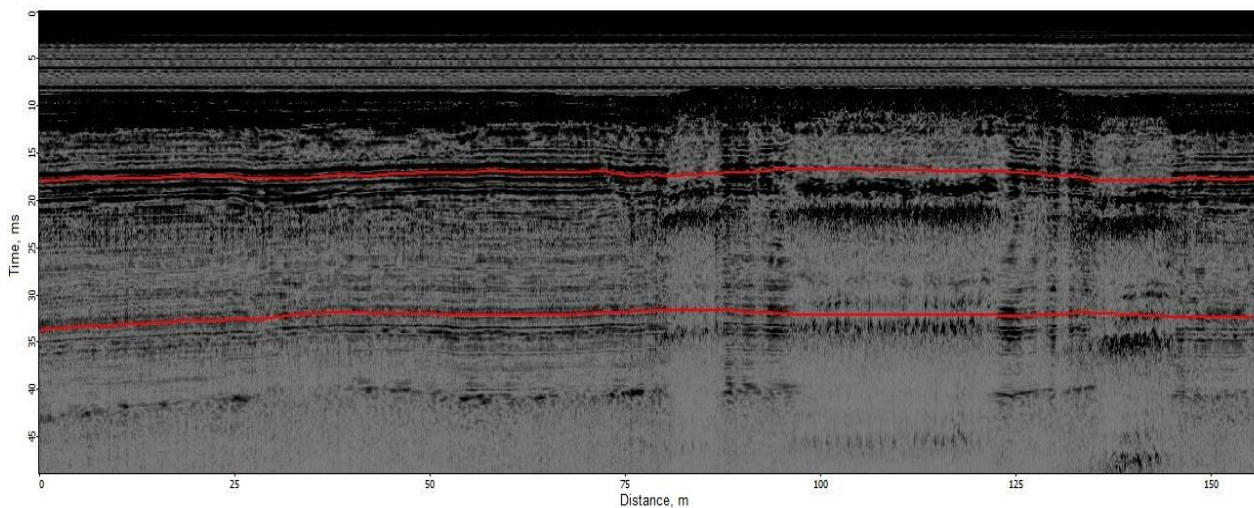
Joonis 18. Moreeni ülemise kihipinna kaart.

kompleksina (Joonis 19). Alumises kompleksis olid reflektorid kogu ulatuses tasased ning nende lasumus objekti all ei erinenud ülejäänud üksusest. AÜ keskmises osas jäid reflektorite paksused alla profilaatorite vertikaalse lahutusvõime. Kõige ülemises kompleksis olid reflektorid objekti all kergitatud. Üleskergitatud reflektoriteid oli näha kihi ülemises 4 m paksuse osas. Selliste reflektorite lateraalne levik oli umbes 30 m ehk neid leidis kogu objekti nähtava osa ulatuses. Väga hästi paistsid need kergitatud reflektorid välja *boomeri* profiilidel (Joonis 20). Objekti alla jäänud osas ei olnud viirsavi kompleksi paksus oluliselt suurem võrreldes ülejäänud uuringualaga. Lisaks oli sama amplituudiga kerkeid viirsavi ülemises osas näha ka mujal. Viirsavis gaasile omaseid seismoakustilisi efekte ei leitud,

Antsülusjärve setted paiknesid sügavusel -11,6 kuni -10,8 m merepinnast. Kihipaksused varieerusid vahemikus 2,3–3 m. Objekti kuhjelise osa all oli Antsülusjärve setted 0,7 meetrit paksemad kihi keskmisest paksusest. Positiivse pinnavormi lateraalne levik oli ligi 20 meetrit, ehk ligi poole väiksem kui objekti künka läbimõõt. Objektile sarnanevat nõgu kuhje ümber ei olnud. Sisemustri selgus oli madal seoses lasuvate mereliste setete gaasi sisaldustega. Mitmel



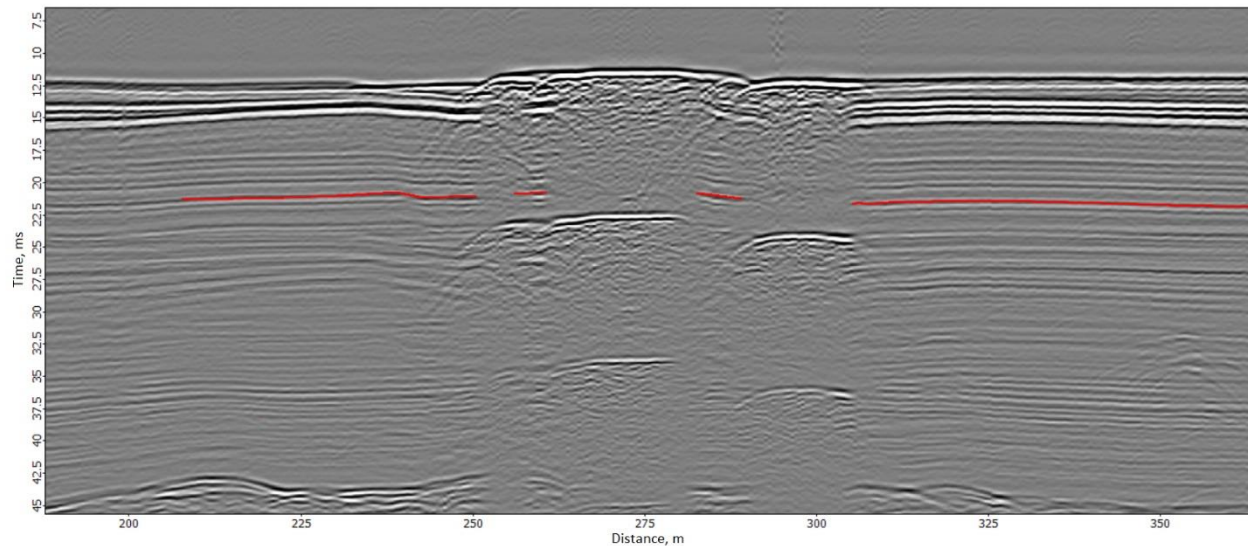
profiilil oli gaasi hulk merelistes setetes piisavalt madal, et jälgida AÜ IV sisemustrit. Neljanda akustilise üksuse sisemuster oli väga kaootiline, kuid üksikud lateraalse levikuga reflektorid olid siiski objekti sees jälgitavad. Need reflektorid olid objekti all sarnaselt viirsavi reflektoritele üleskergitatud. Lisaks leidis mitmel profiilil gaasivabade meresetete all Antsülusjärve setteid, mille seismiline muster oli rikutud akustilise turbiidsuse tõttu. Ehk objekti keskosa all leidis vahemike, kus gaas levis meresetete asemel Antsülusjärve setetes. Järelikult on vähemalt osa gaasist pärit sügavamalt kui nüüdisaegsedmeresetted.



Joonis 19. Viirsavi sisereflektorid *chirpi* profiilil (Punane joon markerib ühte reflektorit).

Kõige pindmiste ehk mereliste setete kihipaksused olid 2,3–2,8 m. Kuhje kohal oli veesügavus 8,2 m, vagumuses 8,8 m. Meresetete sisemuster oli akustilise turbiidsuse ja hajuvuse tõttu objekti alal pea täielikult hajutatud. Viienda ja neljanda üksuse vahel oli märgata akustilist hajuvust. Tulenevalt sellest võib järeldada, et enamus objekti alal levivast gaasist oli kontsentreerunud mereliste setete kihti. Objekti nõgu ulatus 0,3–0,4 meetrit merelistesse setetesse. Vagumuse läbimõõt varieerus vahemikus 80–90 m. Objekti välimine nõlv oli selgesti eristatav ümbritsevast tasasest merepõhjast. Nõo mikroreljeef oli varieeruv, suurim langatus ulatus ca 0,15 m ümbritsevast sügavamale. Lisaks leidis nõos mitmeid <10 cm kuhjeid. (Joonis 22). Nõgu oli sügavam objekti kirde- ja edelaosas. Objektist 20 m kaugusel edelas leidis sarnane negatiivne pinnavorm (sügavus <20 cm, läbimõõt <10 cm). Objekti keskosa mikroreljeef oli samuti varieeruv. Kõrgema osa kese oli umbes 5–10 cm madalam selle äärtest. Kerke läbimõõt oli keskmiselt 35 m, varieerudes vaid 1 meetrises vahemikus, olles kergelt väljavenitatud lääne-ida

suunas. Kerke ääred paiknesid ringkujuliselt ümber keskme. Objekti kuhje keskmine kõrgus oli 0,4 m objekti ümbruse merepõhjast kõrgemal. *Chirpi* profiilil on kerge nähtav üksiku madala intensiivsusega reflektorina. Sarnase seismilise signatuuriga on objektist kirdesse jääv kuhjevall. Valli pikkuseks oli 100 m ning kõrgus umbes 15 cm ümbritsevast merepõhjast. Madala intensiivsusega reflektor levis uuringualal vaid objekti keskosas ja kõrval paikneval kuhjevallil.

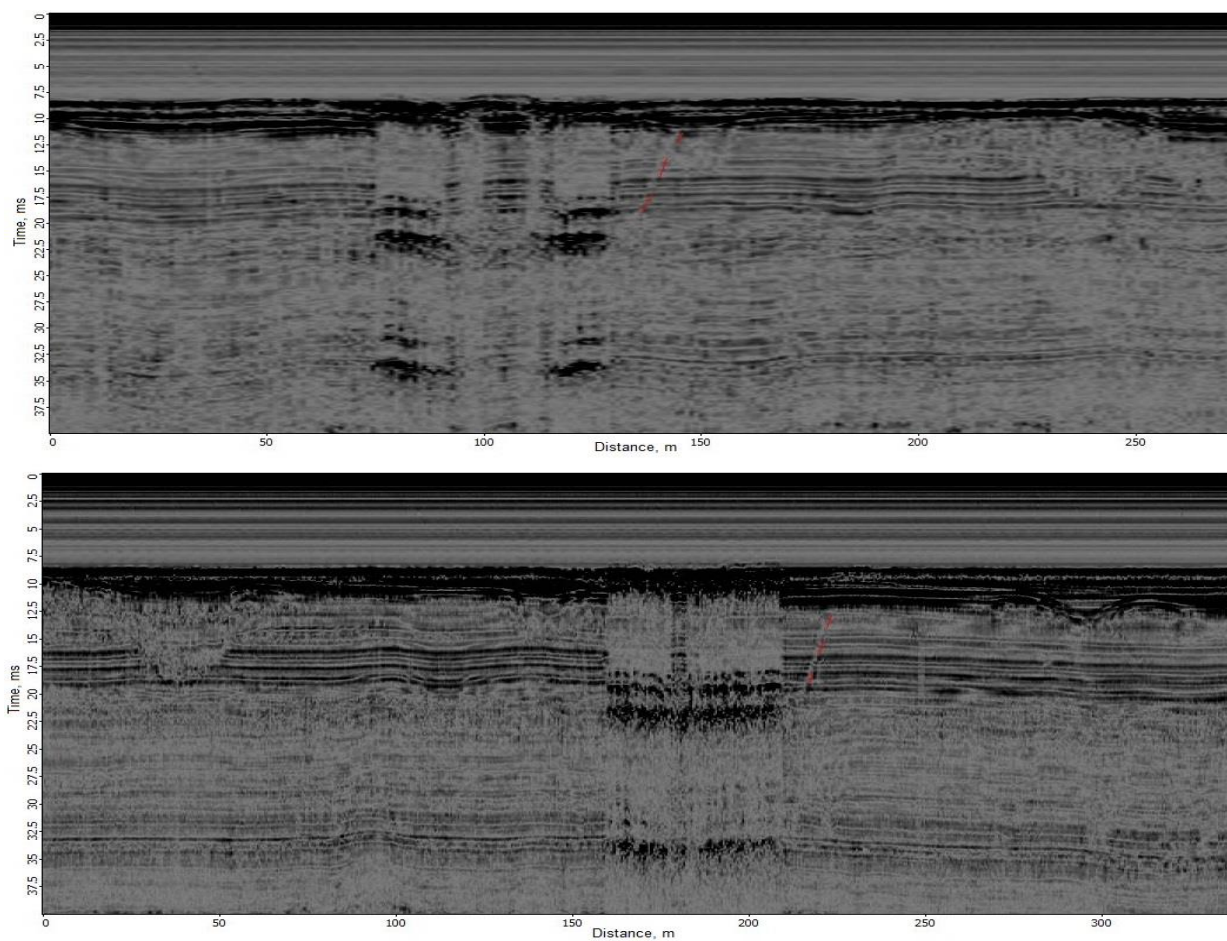


Joonis 20. Viirsavi kerkinud sisereflektorid *boomeri* profiilil (Punane joon- üks reflektor, objekti all 24 ms ja 35 ms sügavusel korduspeegeldused).

Gaasi mõju *chirpi* profiilide kvaliteedile sõltus aastaajast. Kõige vähem visuaalseid defekte profiilidel esines hiliskevadiste välitööde käigus kogutud andmestikus (Joonis 21 alumine profiil). Kõige rohkem avaldas gaas mõju suviste profiilidele (Joonis 21 ülemine profiil). Visuaalsete efektide varieeruvusest võib järeldada, et gaasi hulk settes on muutlik. Üheks mõjuriks oli veetemperatuuri ja sellega kaasneva bioloogilise produktsiooni varieeruvus.

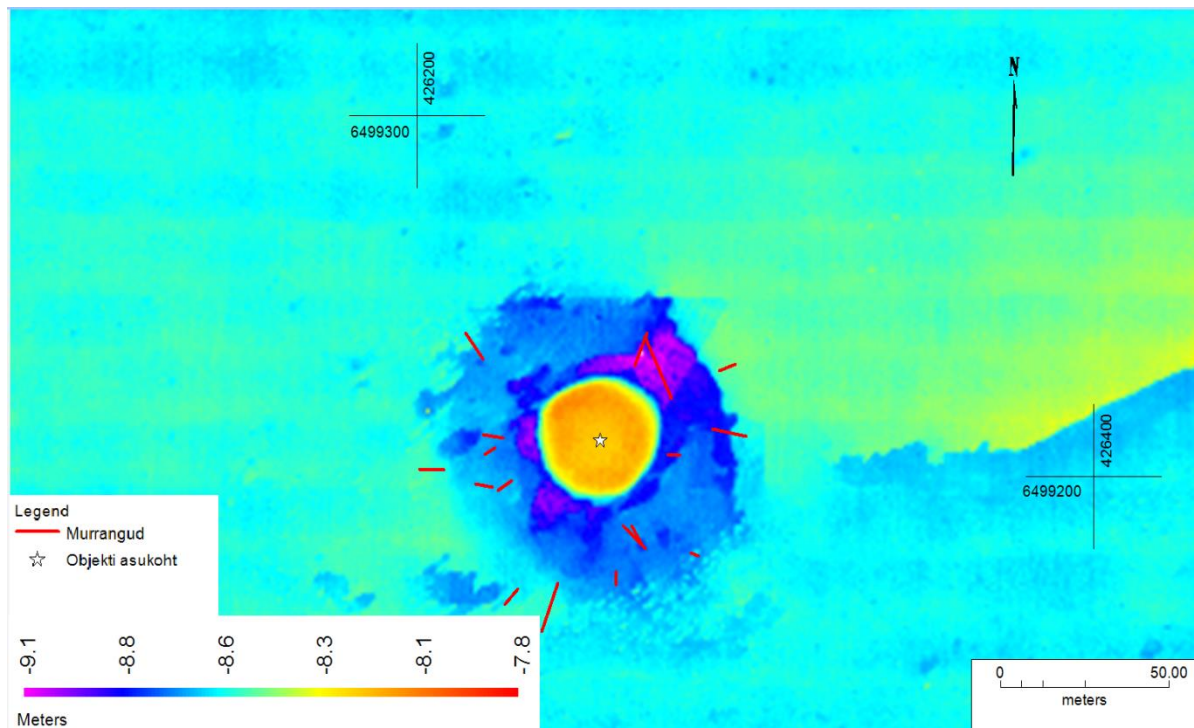
*Chirpi* profiilidel oli objekti ümbritseval alal näha reflektorites häiringuid, mis sarnanevad normaalmurrangutega. Murrangute täpne ulatus oli varjatud, kuna nende alumine osa jäi gaasi poolt hajutatud alale. Murrangu ülemine osa oli samuti raskesti jälgitav, kuid enamasti ulatus see kuni viienda akustilise üksuseni. Murrangute nihkepindade ülemised piirid langesid üldiselt kokku objekti vagumuse välimise piiriga. Vaid kolm murrangut paiknesid objektist väljapool. Struktuuride nihkepindade vertikaalsuunalised levikud ületasid 10 meetrit, olles selgesti jälgitavad sügavusvahemikes -15 kuni -25 meetrit merepinnast (Joonis 21). Murrangute

lateraalne levik oli keskmiselt 25-30 m. Murrangu paiknesid ovaalselt ümber objekti ning mujal uuringuala neid ei esinenud (Joonis 22).



Joonis 21. Murrangud objekti ümber chirpi profiilides.

Triigi objekt ei koosne ainult Litoriina ja nüüdisaegsetes meresetetes paiknevast nõost ja kerkest. Struktuuri all levivaid normaalmurranguid tuleb käsitleda objekti osana. Lisaks on objekti osa viirsavi kompleksi üleskergitatud osa. Ehk objekti alumine piir ulatub vähemalt -18 meetri sügavusele merepinnast. Objekti teke on vähemalt osaliselt seotud sügavamalt pärit fluididega. Üks selline fluid võiks olla sügavamalt pärit termogeene gaas.

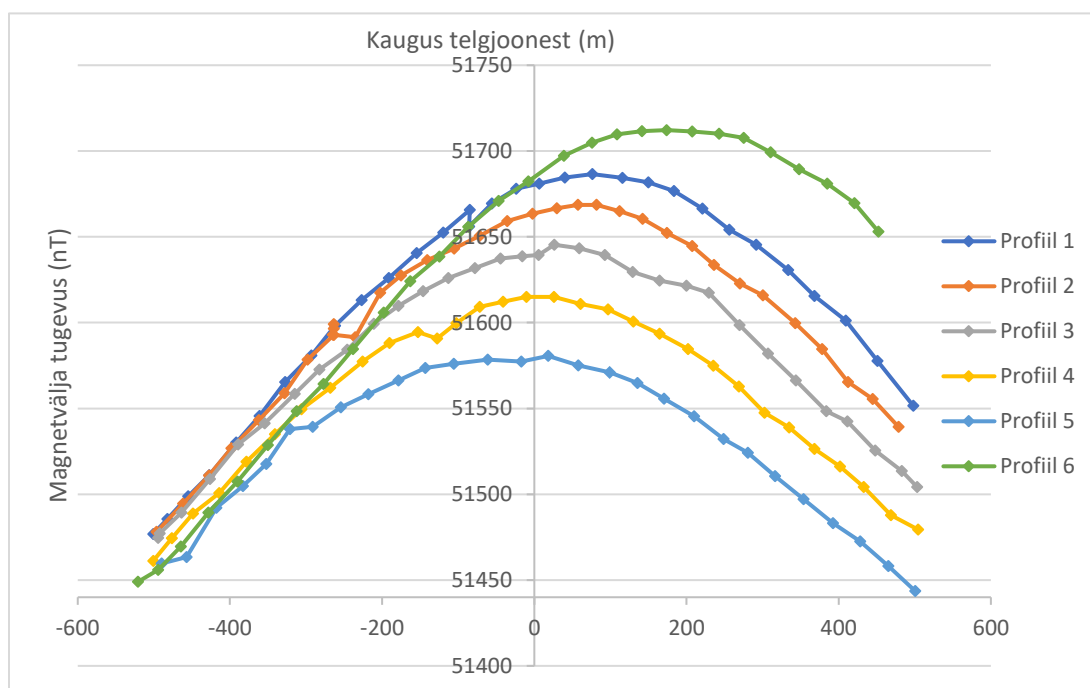


Joonis 22. Murrangute paiknemine kaardil.



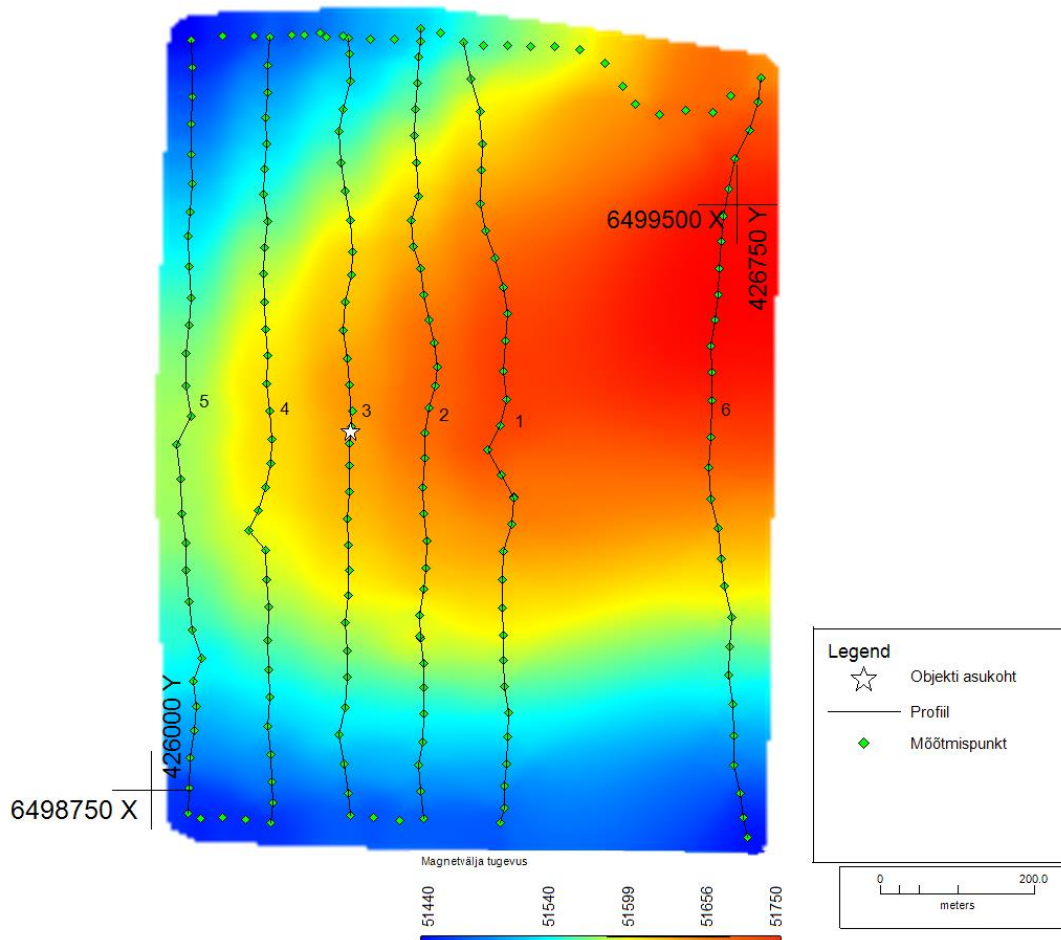
## 4.2. Magnetomeetria tulemused

Magnetomeetriliste mõõtmiste tulemused viitavad regionaalse magnetvälja anomaalia olemasolule Triigi objekti läheduses. Magnetvälja tugevus muutus profiilidel 500 m peale ca 250 nT, varieerudes kogu uuringualal vahemikus 51444–51712 nT (Joonis 23). Regionaalne anomaalia on ENE-suunaline ning selle väärtused kasvasid idakirde suunas (Joonis 24), mida on võimalik jälgida magnetvälja väärtuste kasvuna piki anomaalia telgjoont. Maksimumi nihkumistest saab järeldada, et Triigi objekt paikneb anomaalia edelapoolisel äärealal, mida kinnitab ka magnetanomaalia kaart (Joonis 24).



Joonis 23. Magnetvälja tugevus objekti telgjoone suhtes.

Magnetanomaaliat põhjustava keha sügavuse üheseks hindamiseks oleks vaja pikemaid profiile, kuna praegune andmestik ei kata anomaaliat täielikult. Siiski võimaldab olemasolev andmestik hinnata keha minimaalset sügavust anomaalia poollaiuse meetodi alusel. Poollaiuse meetodi kohaselt võrdub horisontaalse silindrilise keha keskpunkti sügavus tekkinud magnetanomaalia poollaiusega ( $x_{1/2}$ ) (Sheriff, 2002). Võttes esimesel profiilil anomaalia amplituudi miinimumiks 51477 nT ja maksimumiks 51690 nT, oli anomaalia poolamplituud 102 nT. Esimesel profiilil oli  $x_{1/2}$  369 m ehk anomaaliat põhjustava keha keskpunkti sügavus esimesel profiilil vähemalt üle 370 m. Seega asub mõõdetud anomaaliat põhjustav objekt aluskorras.

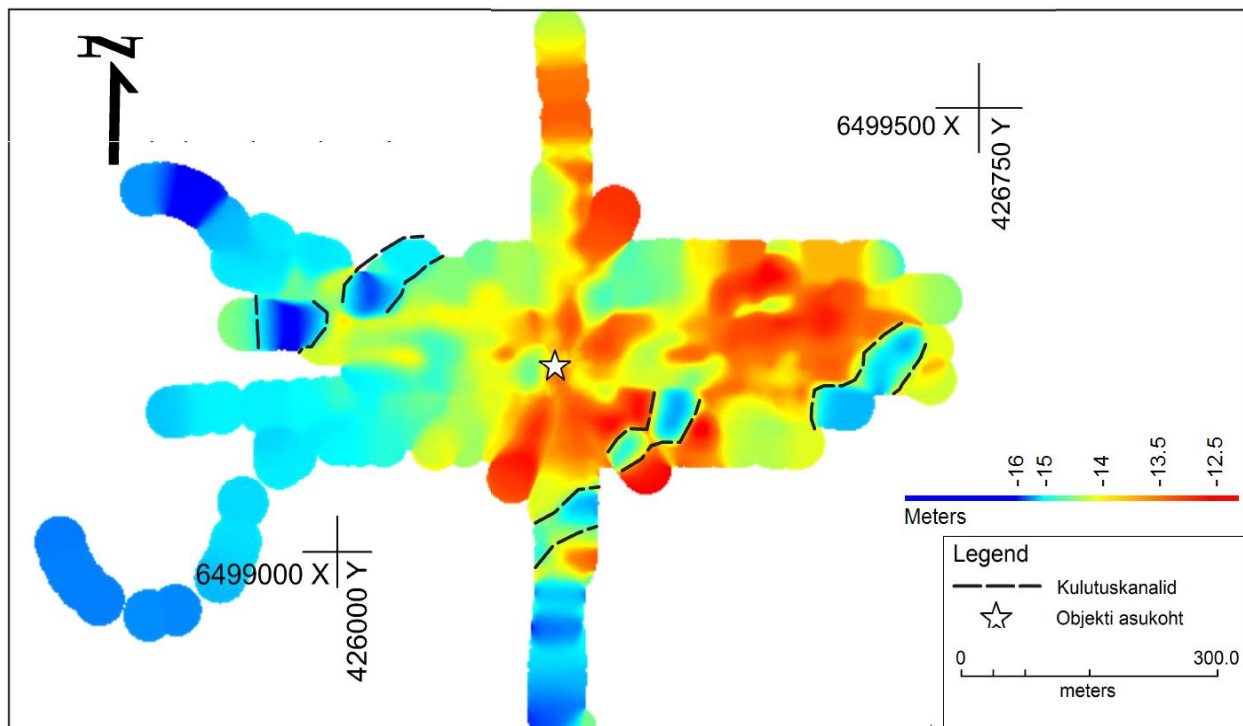


Joonis 24. Triigi objekti magnetanomaalia kaart.

Profiilidel 1, 2 ja 4 on näha lühikestel lõikudel (20–40 m) magnetvälja tugevuse kasvamisest ning sellejärgset kiiret vähenemist suurusjärgus  $\pm 10$  nT. Sellised järsud muutused magnetvälja tugevuses võivad viidata lokaalsetele magnetvälja anomaaliatele. Kuid tulenevalt nende ebakorrapärasest ruumilisest paiknemisest ja võimalikest mõõtmisvigadest võib eeldada, et tegu on artefaktidega ning lokaalset anomaaliat uuritava objekti ümbruses ei levi.

## 5. Arutelu

Viirsavi kompleksi alumises osas levib rohkesti hüperpoolseid reflektoreid, mida põhjustavad ümbritsevast erinevate seismoakustiliste omadustega kivimite (näiteks kukkekivide) sisaldumine settes. Kukkekivid markeerivad kunagist liustiku paiknemist ning taandumist. Üksuse ülemine pind oli osaliselt läbitud peamiselt kirde-edela suunalistest kulutuskanalitest (Joonis 25). Kanalite täpne konfiguratsioon jäi varjatuks ning nende kaardistamiseks tuleks teostada lisaprofileerimisi. Need moodustised on kulutatud viirsavi ülemistesse kihtidesse ning on täidetud Antsülusjärve setetega. Kanalid on tekkinud pärast Balti jääpaisjärve viirsavide teket kuid enne Antsülusjärve staadiumit. Nende kahe episoodi vahele jäänud Joldiamere staadiumis toimus Läänemeres regressioon. Siiski ei langenud meretase madalamale tänapäevasest tasemest (Joonis 2). Seega ei saa antud kanalid olla tekkinud maismaal. Üheks võimalikuks kanalite tekkemehhanismiks on põhjahoovused. Sarnaseid pinnakattesse kulutatud voolunõvasi on leitud Pakri lähedalt (Suuroja *et al.*, 2013). Voolunõvade laiused varieerusid vahemikus 30–60 m. Viirsavi kompleksi kulutatud kanalite sügavused olid vahemikus 2–5 m. Seismoakustilistel profiilidel olid kanalitest sügavamal paiknevad reflektorid tihti akustilise hajuvuse ja turbiidsuse

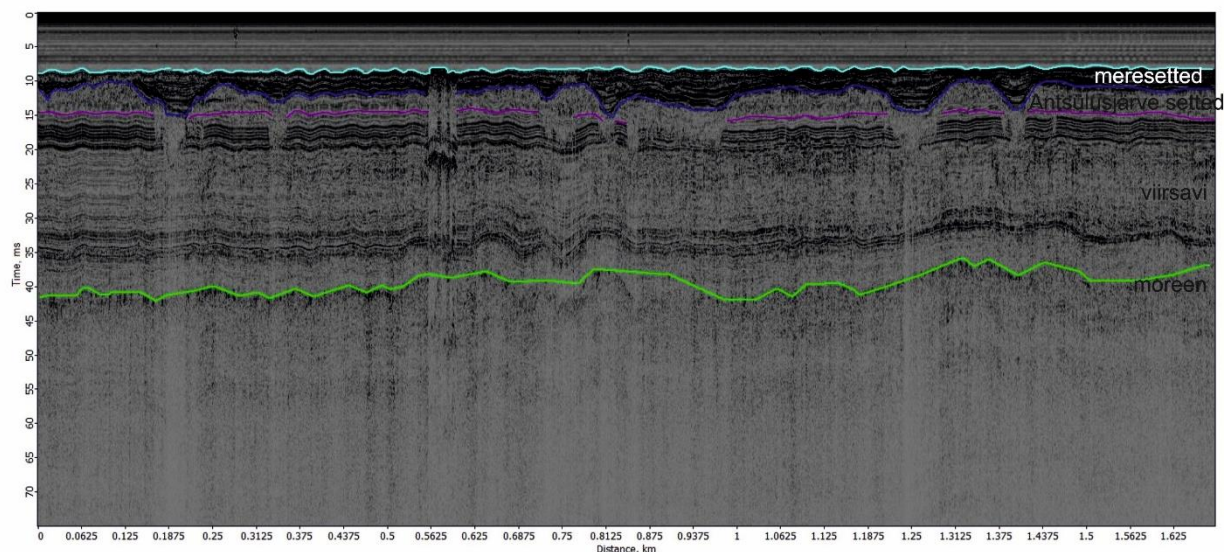


Joonis 25. Viirsavi ülemise pinna kaart.

tõttu varjatud. Järelikult levib voolunõgusi täitvates setetes gaasi. Ei ole selge, kas kulutuskanalite ja objekti tekkel on seos.

Gaasist vähem häiritud varakevadistel chirpi profiilidel tundub, et objekti kõrgema osa piires on viirsavi sisemised reflektorid rikunud lasumusega. See võib markeerida verikaalset fluidi migratsiooni. Ülemise kompleksi üleskergitamiseks on vaja altpoolt tõusvat survet. Kui lähtuda hüpoteesist, et objekt on tekkinud fluidide vertikaalse liikumise tagajärjel, on raske seletust leida sellele, kust see fluid pärineb. Kuna ainult osa viirsavist on üles kergitatud, peaks fluid olema tekkinud või kogunenud kahe kompleksi vahele. Viirsavi sisene fluidide lateraalne levik on ebatõenäoline, kuna üleslükkejõu tagajärjel mobiliseerunud fluid liigub homogeenses keskkonnas vertikaalses suunas (Hovland & Judd, 1988). Lisaks migreerub fluid peamiselt mööda murranguid ja lõhesid, mida viirsavi alumises osas ei leitud. Siiski on võimalik, et viirsavi sügavamas osas levivad rikked, mille möödud on väiksemad kui kasutatud profilaatorite lahutusvõime. Mereliste setete (AÜ V) kompleksi alumises osas on märgata akustilist turbiidsust ja hajuvust (Joonis 26). Lisaks oli akustilist turbiidsust näha Antsülusjärve setetes. Arvestades akustilisi tõendeid võib järeldada, et alal leviv gaas paikneb neljandas ja viiendas akustilises üksuses. Glatsiaalsetes moreenides ja viirsavides ei sisaldu oluliselt orgaanikat. Objekti vagumuses on meresetete reflektorid paksemad ehk nõgu käitub settepuümisena, kuhu koguneb orgaanikarikas nüüdisaegne meresete. Just selle orgaanikarikka sette lagunemisel tekkiv biogeenne gaas põhjustab objekti nõos akustilist turbiidsust ja hajuvust (Joonis 26). Sügavamalt pärit termogeenset gaasi ei saa välistada. Siiski on läbilõigetelt näha, et uuringute läbiviimise ajal suuremat sügavamal paiknevat gaasikogumit ei olnud ning alal paiknev gaas oli Antsülusjärve ja nüüdisaegsetes meresetetes paiknev biogeenne gaas. Pärast-jääaegsete setete orgaanika on tõenäoline lähtematerjal biogeense gaasi tekkeks. Biogeense gaasi kasuks räägib ka gaasimahtude varieerumine vastavalt aastaajale. Suvekuudel on metaani produktsioon oluliselt kõrgem (Brodecka *et al.*, 2013).





Joonis 26. Gaasi hajutavus *chirp* profiilil.

Objekti võimaliku tekkeaja kohta annab vihjeid tema paiknemine läbilõikes. Objekti nõgu on tekkinud Litoriina ja nüüdisaegsetesse setetesse, millest tulenevalt ei saa olla struktuur tekkinud enne Litoriinamerd. Vagumuses on näha pika lateraalse levikuga mereliste setete reflektoreid, ehk nõgu on osaliselt juba täitunud nüüdisaegsete setetega. Objekti kuhje on tekkinud samuti pärast Litoriinamere algust. Ei ole selgeid tõendeid, kas kuhje on tekkinud enne või pärast langatust.

Kristalliinse aluskorra sügavus Põhja-Saaremaal ja Triigi lahe ümbruses on ca 370–380 m (Maaamet, 2017). Anomaalia poollaiuse meetodil arvutatud sügavuste alusel jääb anomaaliat põhjustav keha kristalliinsesse aluskorda. Antud tüüpi anomaalia platvormil on tavaliselt põhjustatud aluskorra reljeefi ja kivimilise koostise varieerumisest. Triigi objekti alal lokaalset anomaaliat ei eksisteeri. Triigi objekt ei ole tekkinud aluskorraliste intrusiivsete struktuuride tagajärjel.

Triigi objekti on oma ehituse poolest suhteliselt unikaalne. Kuna seda tüüpi struktuure pole varem uuritud, on selle tekke kohta keeruline seletust leida. Vagumus sarnaneb reljeefi poolest liitrõugearmile. Langatuse osas on näha mitmeid umbes 10–20 m läbimõõduga ja umbes 0,30 m sügavusele ulatuvaid nõgusi. Sarnaseid väiksemõõdulisi struktuure leidub ka objektist väljaspool. Objektist eemale jäävaid suuremõõtmelisi nõgusi (läbimõõduga üle 10 m) on uuringualal selgelt näha kolm. Lisaks on alal näha väga mitmeid alla 10 m läbimõõduga lohke. Need väiksed moodustised sarnanevad liitrõugearmidele. Objekti kuhjest kirdesse jääb langatus,

mis meenutab poolkuu-kujulist rõugearmi. Sarnase kujuga rõugearme on leitud näiteks Eckernförde lahest (Judd & Hovland, 2007). Rõugearmid on orgaanikat sisaldavates Holotseeni setetes üle maailma laialdaselt levinud. Tulenevalt suhteliselt väikestest mõõtudest on alal levinud väiksemad rõugearmid moodustunud tõenäoliselt orgaanika lagunemisest tekkinud biogeense gaasi kogunemisest ning selle hilisemast väljapaiskest. Rõugearmide nõlvad on harva siledad ning väga muutliku nõlvsusega (Judd & Hovland, 2007). Objekti langatuse osa mikroreljeefi viitab, et gaasi väljapaise on toimunud episoodiliselt, tekitades üksteise vahetusse lähedusse mitmeid rõugearme. Viirsavi kompleksi normaalmurrangud viitavad, et lisaks ainult pindmistes kihtides levivale gaasile on struktuuri teket mõjutanud ka sügavamalt pärinevad fluidid. Objekti kuhje koosneb nüüdisaegsetest meresetetest. Seismoakustilistel profiilidel on kuhje jälgitav kui üks madala intensiivsusega reflektor. Lisaks on kuhje all märgatavas koguses gaasi, kuna alumistes kihtides esineb akustilist turbiidsust. Gaasikogumitega seotud merepõhja kerked levivad tihti aladel, kus esineb rõugearme. Objekti kõrgema osa moodustavad setted võivad olla kerkinud gaasi kogunemisest põhjustatud poorirõhu kasvamisest. Võib oletada, et lähitulevikus koguneb kerke alla piisavas koguses gaasi, et sete välja paisata, mille tagajärjel kaoks objekti kõrgem keskosa. Triigi objekti puhul võib olla tegemist hetkel veel kujuneva liitrõugearmiga.

Triigi objekti seismoakustilised uuringud andsid hea ülevaate objekti ja seda ümbritseva ala geoloogilisest ehitusest. Siiski jäid mitmed küsimused vastamata ning objekti tekkemehhanismi mõistmiseks oleks vaja teostada lisauuringuid. Gaasi päritolu ja koostise väljaselgitamiseks oleks vajalik teostada keemilise koostise ja süsiniku stabiilsete isotoopide analüüsid. Lisaks tuleks alal läbi viia veel seismilisi uuringuid, kasutades teisi sagedusvahemikuga profilaatoreid. Merepõhi on dünaamiline ning pidevalt muutuv, millest tulenevalt oleks hea uurida struktuuri muutumist pikema perioodi jooksul. Rõugearmide ajalis-ruumiline muutlikkus on halvasti mõistetud ning mitmetele huvipakkuv uurimisvaldkond.

## 6. Järeldused

Triigi objekt on Väinameres paiknev merepõhja struktuur, mis koosneb 80 m läbimõõduga lohust, mille keskel on 35 m läbimõõduga kõrgem ala. Objekti keskosa kõrgus on 0,4 m, ümbritseva nõo sügavus 0,3–0,4 m merepinnast. Struktuur paikneb orgaanikat sisaldavates meresetetes ning sisaldab märgataval määral gaasi.

Käesoleva magistritöö eesmärk oli kirjeldada Triigi objekti ja seda ümbritseva ala geoloogilist ehitust lähtudes seismoakustilistest ja magnetomeetristest andmestikest. Lisaks oli töö eesmärgiks leida võimalik objekti tekkemehhanism. Seismoakustiliseks pidevsondeerimiseks kasutati kahte profilaatorit: kõrgesageduslik *chirp* ja keskmisesageduslik *boomer*. Kokku kasutati uurimistöös 40 seismoakustilist profiili (28 *chirpi* ja 12 *boomeri* profiili). Magnetomeetristi mõõtmisi teostati piki 6 profiili.

Läbilõigete töötlemiseks ja interpreteerimiseks kasutati programmi Prism2. Profiilidel eraldati peegelduste mustril alusel akustilised üksused. Ala geoloogilist arengut arvestades anti nendele üksustele geoloogiline sisu. Profiilide alusel loodi üksuste interpolatsioonipinnad.

Magistritöö põhilised tulemused ja järeldused olid:

1. Teostati Triigi objekti ja seda ümbritseva ala geoloogilise läbilõike kirjeldamine kasutades seismoakustilist pidevsondeerimise meetodit. Kasutades kõrgesagedusliku profilaatorit *chirp* ja keskmise sagedusega profilaatorit *boomer* oli võimalik saada väga detailne pilt ala geoloogilisest läbilõikest. Profiilide alusel eraldati välja viis erinevat akustilist üksust: aluspõhi, moreen, viirsavi, Antsülusjärve setted ning Litoriina ja nüüdisaegsed meresetted.
2. Uuringualal leidis gaasiilmanguid Antsülusjärve, Litoriina ning nüüdisaegsetes merelistes setetes. Viirsavi pindmistes kihtides leidis kulutuskanaleid, mis olid tekkinud tõenäoliselt põhjahoovuste poolt põhjustatud erosiooni tagajärjel. Lisaks leidis viirsavis objekti all normaalmurranguid. Väljaspool objekti oli uuringualal näha mitmeid väiksemõõdulisi rõugearme.
3. Uuringualal lokaalset magnetvälja anomaaliat ei levi. Objekti ei ole tekkinud intrusiivsete aluskorra struktuuride tagajärjel. Objekti asukoht langeb regionaalse anomaalia äärealale.

4. Olemasolevate tõendite alusel võib väita, et Triigi objekti puhul on tegemist aktiivse liitrõugearmiga. Struktuuri nõgu on tekkinud mitme väiksema rõugearmi liitumise tagajärjel. Objekti keskosa on gaasi poolt kergitatud merepõhi ehk nn *seabed doming*.

## Tänuõnad

Esmalt sooviks täna Sten Suurojat ja Vladimir Karpinit, kelle töö ja vaevaga seimsoakustilised uuringud läbi viidi. Lisaks eelnimetatutele sooviks tänada Siim Nirgit, Hannes Tõnissoni, Martin Liirat ja Tiit Hangu, kes kehvadest jääoludest olemata välitöödel abistasid ja uppunud ATV-d päästa aitasid.

Kõige suurema tänu võlgnen Argo Jõehele, kelle abita see töö valminud ei oleks.

## Summary

### **Reflection seismic study of the Triigi structure, north of Saaremaa Island**

The Triigi structure is situated in the Väinameri (Sea of Straits), north of Saaremaa. It is a seabed structure, made up of a 40 m wide mound located in the center of depression 80 m in diameter. The height of the mound is 0,4 m and the depth of surrounding depression is 0,3-0,4 m compared to neighbouring sea bottom. The Holocene sediments surrounding the structure contain organic matter and significant amount of gas.

The aim of this master thesis was to describe the geological section of the Triigi structure and immediate area surrounding it. Additionally, the study attempted to find the mechanism that is responsible for formation of this structure. Continuous seismic profiling was carried out using two different types of equipment: high frequency profiler *chirp* and medium frequency profiler *boomer*. This study used 40 different seismic profiles (28 *chirp* and 12 *boomer* profiles). In addition, 6 km of magnetic profiles were recorded.

Seismic profiles were processed and interpreted. Five acoustic units were distinguished on profiles based on the variations of reflection patterns. Based on the geological history of the study area, acoustic units were interpreted as geological units.

The main results and conclusions of this study were:

1. The Triigi structure and its surrounding area has been mapped using seismic profiling. Using equipment with two separate operating frequencies resulted in a detailed understanding of the geological section. Five different acoustic units were defined: bedrock, till, varved clay, Ancyclus lake sediments, Littorina and Post-Littorina marine sediments.
2. In the study area, there were indication of gas in the Ancyclus lake, Littorina and Post-Littorina marine sediments. Erosional canals caused by bottom-water circulation were found in the late-glacial and post-glacial varved sediments. Under the object, numerous concentrically oriented faults were found in the varved clay complex. Numerous smaller pockmarks were found near the Triigi structure.



3. No local magnetic anomaly was present at the study area. Formation of the Triigi object was not caused by an intrusive rock body. The object is located near a boundary of a regional magnetic anomaly.
4. The structure is likely an active composite pockmark. The structures depression was created by fusion of smaller pockmarks caused by episodic gas expulsions. The mound in the center is caused by gas buildup in the sediments. This type of structures are prevalent in areas with gas rich sediments.

## Kasutatud kirjandus

Andrén, T., Björck, S., Andrén, E., Conley, D., Zillén, L., Anjar, J., 2011. The Development of the Baltic Sea Basin During the Last 130 ka. The Baltic Sea Basin Central and Eastern European Development Studies. pp 75-98, ISBN 978-3-642-17219-9

Bendixen, C., Jensen, J. B., Boldreel, L. O., Clausen, O. R., Bennike, O., Seidenkrantz, M.-S., Nyberg, J. & Hübscher, C. 2017, The Holocene Great Belt connection to the southern Kattegat, Scandinavia: Ancylus Lake drainage and Early Littorina Sea transgression. *Boreas*, Vol. 46, pp. 53–68. 10.1111/bor.12154. ISSN 0300-9483.

Brodecka, A., Majewski, P., Bolałek, J., Kluses, Z., 2013. Geochemical and acoustic evidence for the occurrence of methane in sediments of the Polish sector of the southern Baltic Sea. *Oceanologia*, 55 (4), pp. 951–978.

Cathles, L.M., Su, Z. and Chen, D., 2010. The physics of gas chimney and pockmark formation, with implications for assessment of seafloor hazards and gas sequestration. *Marine and Petroleum Geology*, 27(1), pp.82-91.

Hovland, M., Judd, A., 1988. Seabed Pockmarks and Seepages. Impact on Geology, Biology and the Marine Environment. Graham and Trotman, London, p. 293

Judd A, Hovland M. 2007. Seabed Fluid Flow: The Impact on Geology, Biology and the Marine Environment. Cambridge. Cambridge University Press. Pp 409

Judd, A. G., Hovland, M., 1992. The evidence of shallow gas in marine sediments. *Continental Shelf Research*, Vol. 12 (10), Pp 1081-1095.

Kask, J., 1974. Väinamere idaosa põhjasete litoloogias, Diplomitöö, Tartu Riiklik Ülikool, pp 94.

King, L.H, Maclean, B., 1970. Pockmarks on the Scotian shelf. *Geological Society of America Bulletin*, 81(10), pp. 3141-3148.

Koch, S., Berndt, C., Bialas, J., Haeckel, M., Crutchley, G., Papenberg, C., Klaeschen, D., Greinert, J., 2015. Gas-controlled seafloor. doming *Geology*, 43(7), pp. 571–574

León, R., Somoza, L., Medialdea, T., Maestro, A., Díaz-del-Río, V. del Carmen Fernández-Puga, M., 2006. Classification of sea-floor features associated with methane seeps along the Gulf of

Cádiz continental margin. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 53(11), pp.1464-1481

Leppäranta, M., Myrberg, K., 2009. Physical Oceanography of the Baltic Sea. Springer Praxis Books, Geophysical Sciences, pp 378. ISBN 9783-54-079-7036

Lutt, J., 1985. Донные осадки Вайнамери. Tallinn, 238.

Lutt, J., 1982, Setete kuhjumise kiirusest Läänemeres põhjasetete paksuse alusel (vene keeles). Proceedings of the Estonian Academy of Sciences, Geology, Vol 31(2), pp 69-74.

Lutt, J. & Raukas, A., 1993 Eesti šelfi geoloogia, Eesti Teaduste Akadeemia, pp 178. ISBN 9985-50-017-2.

Maa-amet, 2017. Maa-ameti geoportaal, <http://geoportaal.maaamet.ee/est/>

Noormets, R. 1994. Formation and development of the Quaternary deposits in the Baltic Sea west of Estonia - a marine seismic reflection study. Tartu. pp 50.

Noormets, R. & Flodén, T. 2002a. Glacial deposits and Late Weichselian ice-sheet dynamics in the northeastern Baltic Sea. Boreas, Vol. 31, pp. 36–56. Oslo. ISSN 0300–9483.

Noormets, R. & Flodén, T. 2002b. Glacial deposits and ice-sheet dynamics in the north-central Baltic Sea during the last deglaciation. Boreas, Vol. 31, pp. 362–377. Oslo. ISSN 0300-9483.

Noormets, R., Hang, T., Miidel, A., Flodén T., Monica Bjerkéus, M., 1998. Seismic stratigraphy of Quaternary deposits in Lake Peipsi, eastern Estonia, GFF, 120:1, 47-52, DOI: 10.1080/11035899801201047

Obst, K., Nachtweide, C. & Müller, U. 2017. Late Saalian and Weichselian glaciations in the German Baltic Sea documented by Pleistocene successions at the southeastern margin of the Arkona Basin. Boreas, Vol. 46, pp. 18–33. 10.1111/bor.12212. ISSN 0300-9483.

Pau, M., Hammer, Ø., Chand, S., 2014. Constraints on the dynamics of pockmarks in the SW Barent Sea: evidence from gravity coring and high-resolution, shallow seismic profiles. Marine Geology 355, pp 330–345.

Raukas, A., Teedumäe, A. (eds). 1997. Geology and Mineral Resources of Estonia. Estonian Academy Publishers, Tallinn. 436 pp. ISBN 9985-50-185-3.

Rosentau, A., Veski, S., Kriiska, A., Aunap, A., Vassiljev, J., Saarse, L., Hang, T., Heinsalu, A. ja Oja, T. 2011. Palaeogeographic Model for the SW Estonian Coastal Zone of the Baltic Sea. The Baltic Sea Basin, Central and Eastern European Development Studies. pp 165-184, ISBN 978-3-642-17219-9

Rosentau, A., Muru, M., Kriiska, A., Subetto, D. A., Vassiljev, J., Hang, T., Gerasimov, D., Nordqvist, K., Ludikova, A., Lõugas, L., Raig, H., Kihno, K., Aunap, R. & Letyka, N. 2013. Stone Age settlement and Holocene shore displacement in the Narva-Luga Klint Bay area, eastern Gulf of Finland. Boreas, Vol. 42, pp. 912–931.10.1111/bor.12004. ISSN 0300-9483.

Sheriff R., E., 2002. Encyclopedic Dictionary of Applied Geophysics. Geophysical References Series, 13, pp 442, ISBN 978-1-56080-296-9.

Sheriff, R.E., 1997. Seismic resolution a key element. AAPG Explorer, 18(10), pp.44-51.

Suuroja, K., Ploom, K., Kaljuläte, K., Morgen, E., Suuroja, S., 2013. Pakri (6244) Kaardilehe Merepõhja Täiendavad Geoloogilis-Geofüüsikalised Uuringud, Aruanne. Tallinn pp 32.

Suuroja K., Suuroja, S., Veski, A., 2017 Triigi objekt ja teisi Läänemere põhja saladused. XXV Aprillikonverents, Maapõueuuringud uue tee alguses. Teesid. Tallinn, pp 41-42.

Szpak, M.T., Monteys, X., O'Reilly, S.S., Lilley, M.K.S., Scott, G.A., Hart, K.M., McCarron, S.G. and Kelleher, B.P., 2015. Occurrence, characteristics and formation mechanisms of methane generated micro-pockmarks in Dunmanus Bay, Ireland. Continental Shelf Research, 103, pp.45-59.

Šliaupa, S., Hoth P., 2011. Geological Evolution and Resources of the Baltic Sea Area, from the Precambrian to the Quaternary. The Baltic Sea Basin. Central and Eastern European Development Studies. pp 13-52, ISBN 978-3-642-17219-9

Zhamoida, V., Grigoriev, A., Ryabchuk, D., Amantov, A., Pimenov, N., Kropachev, Y., Neevin, I., Sergeev, A., Kanapatsky, T., 2014. Pockmarks of the eastern Gulf of Finland (Baltic Sea) - geology, morphology and genesis. Geophysical Research Abstracts Vol. 16, EGU2014-3255

Tilk, K., 2006, Siluri klint, selle geoloogia ja morfoloogia Läänemere all seismilise pidevsondeerimise andmetel. Tartu, pp 127.

Tsyrlnikov, A., Tuuling, I., Kalm, V., Hang, T. and Flodén, T. 2012: Late Weichselian and Holocene seismostratigraphy and depositional history of the Gulf of Riga, NE Baltic Sea. *Boreas* 41, pp 673–689.

Tsyrlnikov A., 2013. Complex seismo-acoustic and lithological study of the Lateglacial and postglacial sediments northern Gulf of Riga, eastern branch of the central Baltic Sea. *Tartu Ülikool*, pp 59. ISSN 1406–2658

Tuuling, I., 2011. Seismo-akustiline pidevsondeerimine – meetod mis tõi murrangu Eestit naabermaadest lahutava Läänemere alade geoloogilistesse uuringutesse. *Teadusmõte Eestis VI, Elu- ja Maateadused*, 151-159. Eesti Teaduste Akadeemia.

Veeteede amet n.d., Soela väina hüdrograafiline uuring, avaldamata.

## **Lihtlitsents lõputöö reprodutseerimiseks ja lõputöö üldsusele kättesaadavaks tegemiseks**

Mina, Kaarel Lumiste

1. annan Tartu Ülikoolile tasuta loa (lihtlitsentsi) enda loodud teose “Triigi objekti uuring seismoakustilise pidevsondeerimise meetodil”. mille juhendaja on Argo Jõelet.
  - 1.1. reprodutseerimiseks säilitamise ja üldsusele kättesaadavaks tegemise eesmärgil, sealhulgas digitaalarhiivi DSpace-is lisamise eesmärgil kuni autoriõiguse kehtivuse tähtaja lõppemiseni;
  - 1.2. üldsusele kättesaadavaks tegemiseks Tartu Ülikooli veebikeskkonna kaudu, sealhulgas digitaalarhiivi DSpace’i kaudu kuni autoriõiguse kehtivuse tähtaja lõppemiseni.
2. olen teadlik, et punktis 1 nimetatud õigused jäävad alles ka autorile.
3. kinnitan, et lihtlitsentsi andmisega ei rikuta teiste isikute intellektuaalomandi ega isikuandmete kaitse seadusest tulenevaid õigusi.

Tartus, **19.05.2017**